

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ  
& ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
Αριθμ. Πρωτοκ. 75  
Ημερομηνία 3-2-2005

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ**  
**ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ**  
**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ**  
**ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**ΠΑΠΑΔΑΚΗΣ Χ. ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ**

**Θέμα: «ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ**  
**ΔΙΗΘΗΣΗΣ».**

**ΥΠΕΥΘΥΝΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: Κ<sup>α</sup> Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ - ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ**

**ΝΕΑ ΙΩΝΙΑ 2004**



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ & ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ  
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»**

Αριθ. Εισ.: 4862/1  
Ημερ. Εισ.: 02-08-2006  
Δωρεά: Συγγραφέα  
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ – ΦΠΑΠ  
2004  
ΠΑΠ

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ  
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**ΠΑΠΑΔΑΚΗΣ Χ. ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ**

**Θέμα: «ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ  
ΔΙΗΘΗΣΗΣ».**

**ΥΠΕΥΘΥΝΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: Κ<sup>α</sup> Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ - ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ**

**ΝΕΑ ΙΩΝΙΑ 2004**

## **ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ**

1. **Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική», Επιβλέπουσα της Διατριβής.
2. **Ιωάννης Μήτσιος**, Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Εδαφολογία – Χημεία και Γονιμότητα Εδάφους».
3. **Αθανάσιος Σφουγγάρης**, Επ. Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Διαχείριση Οικοσυστημάτων».



## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Κατά την διάρκεια εκπόνησης της πτυχιακής μου διατριβής υπήρξαν άνθρωποι που συνεργάστηκα μαζί τους και που χωρίς τις πολύτιμες γνώσεις τους και συμβουλές τους η ολοκλήρωση της διατριβής μου θα ήταν αδύνατη . Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τη καθηγήτριά μου κ. Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη για την καθοδήγηση και τη πολύτιμη βοήθειά της, κατά τη διάρκεια της πτυχιακής μου διατριβής αλλά και κατά τη διάρκεια όλης της φοίτησης μου στη σχολή .

Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Ιωάννη Μήτσιο και τον επίκουρο καθηγητή κ. Σφουγγάρη Αθανάσιο για τον χρόνο που αφιέρωσαν για την διόρθωση της διατριβής.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τη διδάκτορα του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κ. Αναστασία Αγγελάκη, που με βοήθησε τόσο κατά την διάρκεια εκπόνησης της πτυχιακής μου διατριβής όσο και καθόλη την διάρκεια της φοίτησης μου .

Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια που υπέδειξε όλο το χρονικό διάστημα των σπουδών μου.

**Στους γονείς μου και  
στην αδερφή μου Όλγα**

# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

### ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1

1.1	Γενικά.....	1
1.2	Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους.....	3
1.3	Κινητική ενέργεια του νερού.....	7
1.4	Δυναμική ενέργεια του νερού.....	7
	1.4.1 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας .....	7
	1.4.2 Δυναμική ενέργεια πίεσης .....	8
1.5	Δυναμικό βαρύτητας.....	8
1.6	Δυναμικό πίεσης.....	9
1.7	Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους.....	11
1.8	Ο νόμος του Darcy.....	12
1.9	Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	14
1.10	Ο συντελεστής διάχυσης.....	16
1.11	Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.....	16
1.12	Η απορροφητικότητα.....	16
1.13	Η εξίσωση συνέχειας .....	17
1.14	Η εξίσωση Richards.....	18
1.15	Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν.....	21
1.16	Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης.....	23
1.17	Αθροιστική διήθηση.....	24
1.18	Μαθηματικά μοντέλα διήθησης.....	26

<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2</b>	
<b>ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ</b>	29
2.1 Εισαγωγή.....	29
2.2 Μέθοδοι μετρήσεων.....	30
2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.....	30
2.2.2 Μέθοδος TDR.....	31
2.2.3 Μέτρηση της πίεσης.....	37
2.3 Λοιπές συσκευές.....	42
 <b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3</b>	
<b>ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ</b>	44
3.1 Γενικά.....	44
3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	44
3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	47
3.4 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	50
3.5 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	51
3.6 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης.....	53
3.7 Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδάφους – Υστέρηση.....	61
3.7.α Πρώτη στράγγιση.....	64
3.7.β Δεύτερη διύγρυνση.....	66
3.7.γ Δεύτερη στράγγιση.....	68
3.7.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	70
 <b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4</b>	71
<b>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</b> .....	
 <b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b> .....	72

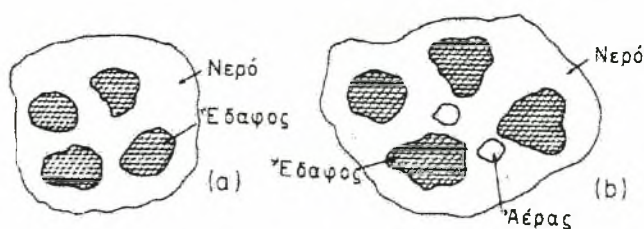


# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### 1.1. Γενικά

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο του κύκλου της ζωής και αποτελεί έναν από τους βασικότερους παράγοντες της οικονομικής και κοινωνικής ανάπτυξης κάθε χώρας. Η ακριβής γνώση των μηχανισμών κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, επιτρέπει τη σωστή και ορθολογική διαχείριση των πολύτιμων υδάτινων πόρων του πλανήτη μας και την επίλυση πολλών προβλημάτων ύψιστης περιβαλλοντικής σημασίας. Για να γίνει δυνατή όμως η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος, προαπαιτείται η γνώση και χρήση παραμέτρων και μεταβλητών ώστε να είναι δυνατή η περιγραφή του φαινομένου από μαθηματική άποψη. Γενικά το έδαφος είναι ένα πορώδες υλικό, το οποίο αποτελείται από τη στερεά φάση (solid matrix), που συνίσταται από τα σωματίδια του εδάφους, την υγρή φάση η οποία περιλαμβάνει το νερό του εδάφους και την αέρια φάση (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1 (α) Κορεσμένο έδαφος, (b) Ακόρεστο έδαφος

Το νερό του εδάφους μπορεί να χωριστεί σε δύο ζώνες αν παρατηρηθεί από κατακόρυφη τομή (Σχήμα 1.2):

- Τη *ζώνη κορεσμού* στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Το ανώτερο όριο αυτής της ζώνης καλείται *φρεατική στάθμη* και η πίεση

σε όλα τα σημεία της φρεατικής στάθμης είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Το κατώτερο όριο της ζώνης περιορίζεται συνήθως από ένα διαπερατό όριο.

*Κορεσμένο* ονομάζεται το έδαφος του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό.

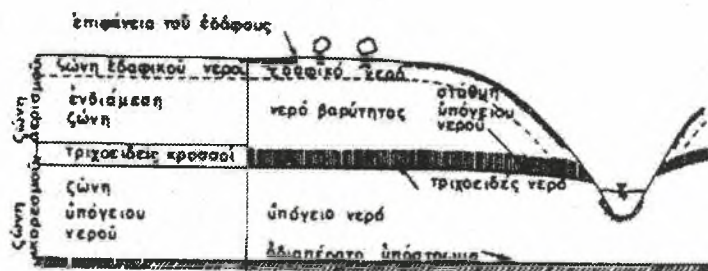
- Τη *ζώνη αερισμού* η οποία εκτείνεται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Οι πόροι του εδάφους στη ζώνη αυτή είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς.

*Ακόρεστο* ονομάζεται το έδαφος του οποίου οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα. Στο Σχήμα 1.1 δίνεται μία εικόνα των πόρων ενός κορεσμένου (α) και ενός ακόρεστου εδάφους (β).

Η ζώνη αερισμού χωρίζεται σε 3 υποζώνες:

1. Τη *ζώνη του εδαφικού νερού*, όπου το νερό εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών.
2. Την *ενδιάμεση ζώνη* και
3. Την *τριχοειδή ζώνη* ή *τριχοειδή κροσσό*.

Η ταυτόχρονη ροή δύο μη μειγνυόμενων ρευστών, αέρα και νερού, όπου όμως θεωρείται ότι η αέρια φάση δεν μετέχει στην κίνηση, ονομάζεται *ακόρεστη ροή*.



Σχήμα 1.2. Σχηματική διάταξη της κατανομής του νερού στο έδαφος (Γιαννόπουλος, 1978)

## 1.2 Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Στο Σχήμα 1.3 παρουσιάζεται μία εικόνα ενός ακόρεστου εδάφους. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται οι όγκοι και οι μάζες του αέρα ( $V_a$ ,  $M_a$ , αντίστοιχα), του νερού ( $V_w$ ,  $M_w$ ) και στερεού ( $V_s$ ,  $M_s$ ) που υπάρχουν σε ένα ακόρεστο έδαφος, σε μία παράσταση ιδεατού εδάφους. Ως  $V_t$  και  $M_t$  αναφέρονται ο συνολικός όγκος και η συνολική μάζα της αέριας της υγρής και της στερεής φάσης αντίστοιχα.

Τα φυσικά μεγέθη που αποτελούν τη βάση για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος είναι τα εξής:

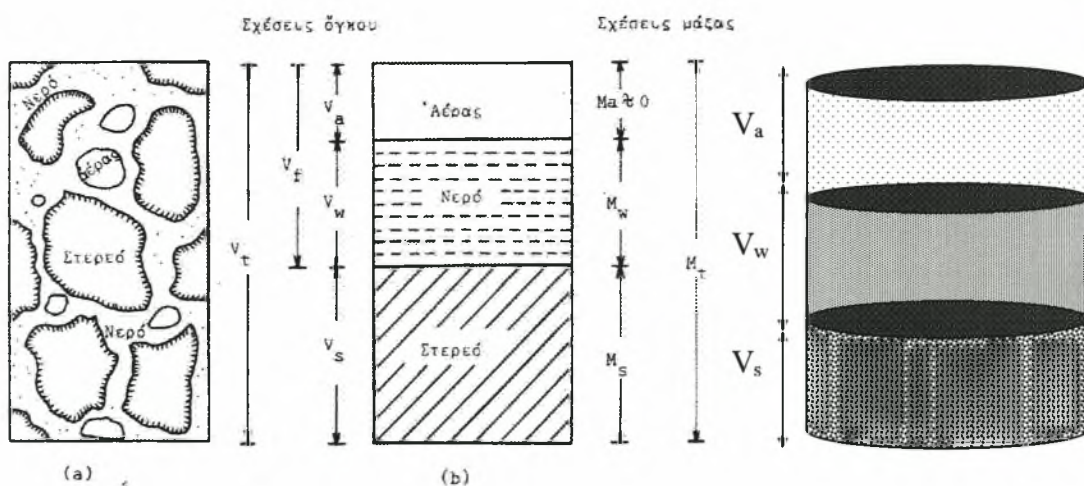
### α) Πυκνότητα στερεού, $\rho_s$

Η πυκνότητα  $\rho_s$  αποτελεί το μέτρο της συγκέντρωσης της ύλης του στερεού και ορίζεται ως η μάζα στη μονάδα του όγκου και δίνεται από τον τύπο:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1.1)$$

όπου  $M_s$  είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και  $V_s$  είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους.

Οι διαστάσεις της είναι  $[ML^{-3}]$ .



Σχήμα 1.3 Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

(a) Πραγματικό έδαφος

(b) Ιδεατό έδαφος

## β) Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση, $\rho_b$

Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση ονομάζεται η μάζα του ξηρού εδάφους ανά μονάδα συνολικού όγκου  $V_t$  και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a} \quad (1.2)$$

όπου  $V_s$  είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση και  $V_a$  είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η αέρια φάση του εδάφους.

## γ) Ειδικό βάρος, $\gamma$

Το ειδικό βάρος ορίζεται ως το βάρος ανά μονάδα όγκου και δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma = \frac{Mg}{V} = \rho g \quad (1.3)$$

όπου  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία για την Ελλάδα έχει τιμή περίπου  $9,81 \text{ m/s}^2$ .

Το ειδικό βάρος έχει διαστάσεις:  $[ML^{-2}T^{-2}]$ .

## δ) Πορώδες, $n$

Το πορώδες παρουσιάζει τον ολικό όγκο των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστιαίες μονάδες (αδιάστατο μέγεθος), δίνεται δε από την εξίσωση:

$$n = \frac{V_f}{V_i} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.4)$$

Η δομή του εδάφους και το μέγεθος των σωματιδίων παίζουν σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους. Έτσι:

Για τα χονδρόκοκα εδάφη (αμμώδη) το πορώδες έχει τιμή: 35 – 50 %, ενώ για τα λεπτόκοκα εδάφη (αργιλώδη), τιμή: 40 – 60 %.

Το πορώδες δεν μας δίνει πληροφορίες για την κατανομή των πόρων στο έδαφος, γιατί αποτελεί μακροσκοπική ιδιότητα.

Στο σημείο αυτό κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν μερικοί ορισμοί που αφορούν τους πόρους του εδάφους:

*Χώρος κενών ή χώρος πόρων (void space or pore space)* είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.

*Πορώδες Μέσο (porous medium)* είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση.

*Αποτελεσματικός χώρος πόρων (effective pore space)* είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους.

*Μη αποτελεσματικοί πόροι (blind pores)* είναι εκείνοι που ναι μεν αλληλοσυνδέονται, αλλά έχουν το ένα άκρο τους κλειστό.

### **ε) Δείκτης κενών, $e$**

Ο δείκτης κενών είναι ο λόγος του συνολικού όγκου της αέριας και της υγρής φάσης δια του όγκου της στερεής φάσης του εδάφους και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1 - n} \quad (1.5)$$

όπου  $V_f$  είναι ο όγκος της αέριας και της υγρής φάσης μαζί.

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

### **στ) Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία του εδάφους**

Με τον όρο υγρασία του εδάφους ορίζουμε την περιεκτικότητά του σε νερό. Η περιεκτικότητα αυτή μπορεί να οριστεί είτε κατά βάρος, είτε κατά όγκο.

#### **i) Υγρασία κατά βάρος, $w$ (%)**

Υγρασία κατά βάρος  $w$  (%) είναι η μάζα του νερού ( $M_w$ ) σε σχέση με τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους ( $M_s$ ) και είναι αδιάστατο μέγεθος.

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.6)$$

Ξηρό έδαφος καλείται το αποξηραμένο έδαφος σε φούρνο, στους 105 °C.

## ii) Υγρασία κατ' όγκο $\theta$ (%)

Η υγρασία κατ' όγκο είναι ο όγκος του νερού ( $V_w$ ) σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος ( $V_t = V_f + V_s$ ).

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.7)$$

Για αμμώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού  $\theta_s$  κυμαίνεται από 40 έως 50 %.

Για αργιλώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού  $\theta_s$  παίρνει τιμές έως 60 % ή και περισσότερο.

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει:  $\theta_s = n$ , δηλαδή η υγρασία κορεσμού ισούται με το πορώδες.

Στην πραγματικότητα, όμως, η περιεκτικότητα σε νερό στο φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλίδων του αέρα που παγιδεύονται μέσα στο έδαφος, κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρανσης (Poulovassilis, 1962).

## ζ) Βαθμός κορεσμού, S

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά % (αδιάστατο μέγεθος).

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.8)$$

Για ξηρό έδαφος:  $S = 0 \%$



Για κορεσμένο έδαφος:  $S = 100 \%$  (Τζιμόπουλος, 1994).

Η υγρασία το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού συνδέονται με τη σχέση:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.9)$$

### 1.3 Κινητική ενέργεια του νερού

Η *κινητική* ενέργεια του νερού είναι ανάλογη του τετραγώνου της ταχύτητάς του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_v = \frac{1}{2}mv^2, \quad (1.10)$$

όπου  $m$  είναι η μάζα και  $v$  η ταχύτητα του νερού.

Στην Υδραυλική, ορίζεται ως *ύψος ταχύτητας* (με διαστάσεις μήκους,  $[L]$ ), ο λόγος της κινητικής ενέργειας του νερού προς το βάρος του:

$$H_v = \frac{E_v}{mg} = \frac{v^2}{2g}. \quad (1.11)$$

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι πολύ αργή και επομένως μπορεί να θεωρηθεί ότι η κινητική του ενέργεια είναι αμελητέα, οπότε το νερό θεωρείται ότι έχει μόνο δυναμική ενέργεια.

### 1.4 Δυναμική ενέργεια του νερού

Η δυναμική ενέργεια του νερού διακρίνεται στη *δυναμική ενέργεια βαρύτητας* και τη *δυναμική ενέργεια πίεσης*.

#### 1.4.1. Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

Δυναμική ενέργεια βαρύτητας είναι η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσης του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz. \quad (1.12)$$

όπου  $m$  είναι η μάζα του νερού,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $V$  είναι ο όγκος του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (για την Ελλάδα περίπου  $9,81 \text{ m/s}^2$ ) και  $z$  είναι το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς το οποίο επιλέγουμε αυθαίρετα. Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς ( $z = 0$ ) λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας. Για κάθε σώμα που μετακινείται ανάμεσα σε δύο θέσεις ισχύει ότι η μεταβολή στη δυναμική του ενέργεια ισούται με το αντίθετο του έργου του βάρους του.

Η διαφορά δυναμικής ενέργειας που παρουσιάζει το νερό ανάμεσα σε δύο σημεία δημιουργεί την κίνησή του από τη θέση υψηλότερης ενέργειας προς τη θέση χαμηλότερης ενέργειας. Κατά τη μελέτη της κίνησης του νερού ανάμεσα σε δυο σημεία, εκείνο που ενδιαφέρει δεν είναι οι τιμές της δυναμικής ενέργειας του νερού στα σημεία αυτά, αλλά οι διαφορές τους.

### 1.4.2 Δυναμική ενέργεια πίεσης

Η πίεση του νερού των πόρων του εδάφους μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση. Τα κορεσμένα εδάφη έχουν θετική πίεση, γιατί η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική, ενώ τα ακόρεστα εδάφη έχουν αρνητική, γιατί η πίεση του νερού είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική.

Λόγω της πίεσης, ένας στοιχειώδης όγκος  $dV$  εδαφικού νερού έχει δυναμική ενέργεια πίεσης ίση με το έργο  $dW$  που απαιτείται για να αποσπαστεί ο όγκος νερού  $dV$  από το έδαφος ( $dW = Fdx = pdSdx = pdV$ ). Άρα:

$$E_p = pdV = \rho_w gh dV, \quad (1.13)$$

Στην εξίσωση (1.13)  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

### 1.5 Δυναμικό βαρύτητας

Ως δυναμικό στη φυσική, ορίζεται ο λόγος του έργου που απαιτείται για να μεταφερθεί εκτός πεδίου δυνάμεων κατάλληλο υπόθεμα (το οποίο εξαρτάται από το είδος του πεδίου), προς το υπόθεμα αυτό.

Έτσι, το δυναμικό βαρύτητας  $\varphi_g$  εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας προς μονάδα μάζας γράφεται ως:

$$\varphi_g = \frac{E_g}{m} = gz, \quad (1.14)$$

ή εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας ανά μονάδα βάρους, γράφεται ως:

$$\varphi_g = H_g = \frac{E_g}{mg} = z. \quad (1.15)$$

Στην περίπτωση αυτή το δυναμικό έχει διαστάσεις μήκους [L] και καλείται *ύψος θέσης*.

## 1.6 Δυναμικό πίεσης

Το δυναμικό πίεσης εκφρασμένο σαν το λόγο της δυναμικής ενέργειας του νερού προς τη μονάδα του όγκου, γράφεται:

$$\Phi_p = \frac{E_p}{dV} = p = \rho_w \cdot g \cdot h = \gamma \quad (1.16)$$

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$H_p = h = \frac{p}{\gamma} \quad (1.17)$$

Το δυναμικό βαρύτητας ονομάζεται *ύψος πίεσης* και έχει διαστάσεις μήκους [L].

Στις παραπάνω σχέσεις,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους και  $\gamma$  είναι το ειδικό βάρος του νερού.

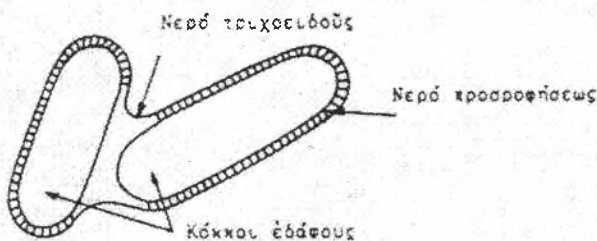
Η αρνητική τιμή του ύψους πίεσης ονομάζεται *μύζηση (suction)*  $\psi$ :

$$\psi = -h \quad (1.18)$$

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης ονομάζεται *τριχοειδές δυναμικό* και το 1963 καθιερώθηκε από την I.S.S.S. (International Soc. of Soil Sciences), ως *μητρώο δυναμικό (matrix potential)*.

Το μητρώο δυναμικό του νερού του εδάφους προκύπτει από τις δυνάμεις του τριχοειδούς, καθώς και από τις δυνάμεις προσρόφσεως, που οφείλονται στο στερεό μητρώο. Έτσι, για αργιλώδη εδάφη η προσρόφηση παίζει σημαντικό ρόλο και δημιουργεί γύρω από τους κόκκους του εδάφους λεπτά υδάτινα φιλμ, τα οποία συγκρατούνται στους κόκκους ακόμα και στις υψηλές μυζήσεις. Στα αμμώδη εδάφη τα φαινόμενα τριχοειδούς κυριαρχούν και η προσρόφηση δεν παίζει μεγάλο ρόλο.

Γενικά, όμως, τα υδάτινα υμένια βρίσκονται σε ισορροπία με τα κοίλα μέρη του νερού του τριχοειδούς (Σχήμα 1.4) και έτσι, το δυναμικό πίεσης προκύπτει από τη συνδυασμένη δράση και των δύο μηχανισμών, χωρίς να είναι δυνατό να απομονωθεί ο ένας μηχανισμός από τον άλλο (Τζιμόπουλος 1979).



**Σχήμα 1.4** Ισορροπία μεταξύ των υδάτινων υμένων και του νερού του τριχοειδούς.

Υδραυλικό φορτίο ονομάζεται το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης. Ισχύει λοιπόν η εξίσωση:

$$H = H_g + H_p = z + h \quad (1.19)$$

όπου  $H$  είναι το *υδραυλικό φορτίο*,  $h$  είναι το *ύψος πίεσης* του νερού των εδαφικών πόρων – θετικό για την κορεσμένη ροή, αρνητικό για την ακόρεστη ροή – και  $z$  είναι το *ύψος θέσης*, για άξονα θετικό προς τα πάνω.

Στη σχέση (1.19) λαμβάνονται υπόψη μόνο τα δυναμικά βαρύτητας και πίεσης, παραλείποντας άλλες τυχόν επιδράσεις (π.χ. οσμωτική πίεση).

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού ορίζεται και ως το ύψος κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία ασκεί στη βάση της πίεση κατά απόλυτη τιμή ίση με την πίεση του εδαφικού νερού. Το ύψος πίεσης του νερού δίνεται από τον τύπο:

$$h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g} \quad (1.20)$$

όπου  $p_w$  είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού,  $p_a$  είναι η ατμοσφαιρική πίεση,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού και  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Στην ακόρεστη ζώνη, επειδή  $p_a > p_w$  συνεπάγεται ότι  $h < 0$ . Στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος, επειδή  $p_a = p_w$  είναι  $h = 0$  και στο υδροφόρο στρώμα όπου  $p_a < p_w$ , είναι  $h > 0$ .

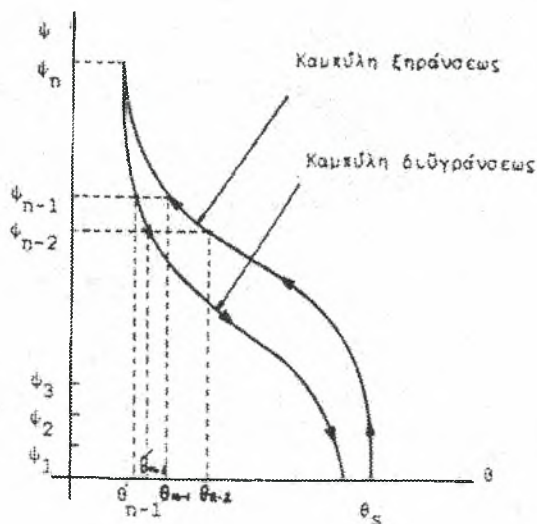
Αξιίζει εδώ να σημειωθεί ότι ο λόγος της διαφοράς ενέργειας προς ένα μικρό διάστημα μήκους εκφράζει τη δύναμη που εφαρμόζεται στο εδαφικό νερό με κατεύθυνση από υψηλότερα προς χαμηλότερα δυναμικά. Η δύναμη αυτή ισούται με την κλίση  $-d\phi/ds$ , όπου το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η δύναμη δρα προς την κατεύθυνση των ελαττούμενων δυναμικών.

## 1.7 Η Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους

Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους είναι η γραφική παράσταση της μύζησης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, δηλαδή η γραφική παράσταση της σχέσης  $\psi=\psi(\theta)$ . Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους αποτελεί πηγή σημαντικών πληροφοριών για την κίνηση του νερού και γενικά για το μηχανισμό διήθησης, αλλά και για τη μεταφορά ουσιών στην ακόρεστη ζώνη.

Κατά τη στράγγιση, όταν το νερό απομακρύνεται από το έδαφος, η πίεση ή το δυναμικό του νερού που παραμένει στο έδαφος μειώνεται, εκφράζεται δηλαδή με μεγαλύτερο αρνητικό αριθμό. Η μύζηση δηλαδή αυξάνεται. Κατά τη διύγρανση, όταν δηλαδή προστίθεται νερό στο έδαφος, η πίεση, ή το δυναμικό του αυξάνεται, δηλαδή εκφράζεται με μικρότερους αρνητικούς αριθμούς. Άρα η μύζηση μειώνεται. Οι καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως *υστέρηση* (*hysteresis*). Το φαινόμενο της υστέρησης έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες όπως στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους, στη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους και στο φαινόμενο της επίδρασης της φιάλης με μελάνι (*the ink bottle effect*), σύμφωνα με το οποίο, για το γέμισμα ενός πόρου απαιτείται μύζηση μικρότερη από ότι για το άδειασμα του πόρου.

Στο Σχήμα 1.5 φαίνεται η μορφή των χαρακτηριστικών καμπυλών στράγγισης και διύγρανσης, καθώς και το φαινόμενο της υστέρησης, για ένα τύπο εδάφους.



Σχήμα 1.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

## 1.8 Ο νόμος του Darcy

Το 1856 ο Γάλλος μηχανικός Henry Darcy δημοσίευσε μια πειραματική εργασία για τη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς κορεσμένης άμμου. Από τα πειράματά του ο Darcy έδωσε τη σχέση μεταξύ της παροχής ανά μονάδα επιφάνειας  $q$ , και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου  $i$ , η οποία είναι:

$$q = -Ki \quad (1.21)$$

όπου το  $q$  έχει διαστάσεις παροχής ανά μονάδα επιφάνειας, δηλαδή διαστάσεις ταχύτητας  $[L \cdot T^{-1}]$  και λέγεται *ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy*. Το  $i$  είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου  $H$  ως προς την κατεύθυνση της ροής  $s$ :

$$i = \frac{dH}{ds}, \quad (1.22)$$

$K$  είναι ένας συντελεστής αναλογίας που αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία ως *Υδραυλική Αγωγιμότητα*.

Ο τύπος του Darcy έχει γενικευτεί σήμερα σε τρισδιάστατο χώρο και καλείται Νόμος του Darcy. Για ισότροπο και ομογενές μέσο είναι:

$$\vec{q} = -K \overline{\text{grad}H}, \quad (1.23)$$



όπου:

$$\vec{q} = q_x \vec{i} + q_y \vec{j} + q_z \vec{k}, \quad (1.24)$$

$$\overline{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \vec{k}. \quad (1.25)$$

Η είναι το ολικό δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο, δηλαδή το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας  $z$  και του δυναμικού πίεσης  $h$ , γιατί όπως ήδη έχει αναφερθεί, το ύψος ταχύτητας θεωρείται αμελητέο κατά την κίνηση του νερού στο έδαφος. Έτσι ισχύει η σχέση:

$$H = z \pm h \quad (1.26)$$

Ο τύπος (1.23) μπορεί να προκύψει και απευθείας από τις εξισώσεις Navier – Stokes έπειτα από ορισμένες μαθηματικές επεξεργασίες και απλουστευτικές παραδοχές (Bear 1972).

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το Νόμο του Darcy και για την περίπτωση της ακόρεστης ροής:

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overline{\text{grad}H}. \quad (1.27)$$

όπου  $K(\psi)$  είναι η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους.

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z, \quad (1.28)$$

για άξονα  $z$  θετικό προς τα πάνω. Το  $h$  είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων του εδάφους.

Επειδή η συνάρτηση  $K(\psi)$  επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.27) χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση – στράγγιση), τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση  $K(\theta)$ , η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, όπως απέδειξαν το 1966 οι Torpp και Miller, το 1969 ο Poulouvassilis και το 1970 ο Thony. (Αγγελακη, 2004). Επομένως, η εξίσωση (1.27) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta) \overline{\text{grad}H}. \quad (1.29)$$

Η εξίσωση (1.29) λόγω της (1.28) γράφεται:

$$\vec{q} = K(\theta)\overline{\text{grad}\psi} - K(\theta)\vec{k}. \quad (1.30)$$

Ορίζεται ως *συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (soil – water diffusivity)*, το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας  $K(\theta)$  επί την κλίση  $d\psi/d\theta$ :

$$D(\theta) = -K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.31)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.31), γίνεται:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overline{\text{grad}\theta} - K(\theta)\vec{k} \quad (1.32)$$

και οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας Darcy δίνονται από τις σχέσεις:

$$q_x = -D\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad (1.32\alpha)$$

$$q_y = -D\frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (1.32\beta)$$

$$q_z = -D\frac{\partial\theta}{\partial z} - K \quad (1.32\gamma)$$

## 1.9 Η υδραυλική αγωγιμότητα

Ως υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους ορίζεται η ικανότητα που έχει το έδαφος να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Όταν η μεταφορά του νερού γίνεται στην ακόρεστη ζώνη, τότε μιλάμε για *τριχοειδή ή ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity,  $K$ )*, ενώ για κίνηση του νερού στην κορεσμένη ζώνη μιλάμε για *υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ή κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity,  $K_s$ )*.

Η σχέση που δίνει την υδραυλική αγωγιμότητα προκύπτει από το νόμο του Darcy

$$K = \left| - \frac{\bar{q}}{gradH} \right| \tag{1.33}$$

Είναι λοιπόν φανερό ότι η υδραυλική αγωγιμότητα ισούται με το λόγο της ειδικής παροχής προς την υδραυλική κλίση και θα ισούται με την ειδική παροχή όταν η υδραυλική κλίση ισούται με τη μονάδα. Έτσι οι διαστάσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι διαστάσεις ταχύτητας [LT<sup>-1</sup>].

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας K(θ), αλλά και της πίεσης K(ψ). Όπως, ήδη, έχει αναφερθεί, συνήθως χρησιμοποιείται η K(θ), επειδή η συνάρτηση K(θ) επηρεάζεται λιγότερο από υστερητικά φαινόμενα, σε σχέση με την K(ψ).

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι γενικά μεγαλύτερη στα χονδρόκοκκα εδάφη από ότι στα λεπτόκοκκα. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται μερικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για ορισμένες κατηγορίες εδαφών (Τζιμόπουλος, 1994).

**Πίνακας 1.1** Υδραυλική αγωγιμότητα για διάφορους τύπους εδαφών  
(Τζιμόπουλος, 1994)

Τύπος Εδάφους	K (cm/s)	Μέση τιμή του K (cm/s)
Χαλίκια	(0,3 – 31,2) · 10 <sup>-1</sup>	4,03 · 10 <sup>-1</sup>
Λεπτή άμμος	(0,2 – 189) · 10 <sup>-4</sup>	2,88 · 10 <sup>-3</sup>
Μέση άμμος	(0,9 – 567) · 10 <sup>-4</sup>	1,42 · 10 <sup>-2</sup>
Χονδρή άμμος	(0,9 – 6610) · 10 <sup>-4</sup>	5,2 · 10 <sup>-2</sup>
Ιλύς	(0,09 – 7090) · 10 <sup>-7</sup>	2,83 · 10 <sup>-5</sup>
Άργιλος	(0,1 – 47) · 10 <sup>-8</sup>	9 · 10 <sup>-8</sup>

## 1.10 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.34)$$

χωρίς όμως να τον ονομάσει. Ο όρος αυτός εξομοιώθηκε με ένα συντελεστή διάχυσης από τους Childs και Collis – George (1948, 1950) και ονομάζεται σήμερα γενικά *συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (soil – water diffusivity D)*. Οι διαστάσεις του D είναι  $[L^2T^{-1}]$ .

## 1.11 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

Η *ειδική υδραυλική χωρητικότητα (specific water capacity, C)* ορίζεται ως ο αρνητικός λόγος της μεταβολής της υγρασίας  $\theta$  προς τη μεταβολή της μύζησης  $\psi$  (Richards 1931):

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.35)$$

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά  $d\theta$  όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά  $d\psi$ .

Οι διαστάσεις της είναι  $[L^{-1}]$ .

## 1.12 Η απορροφητικότητα

Η *απορροφητικότητα (sorptivity S)* του εδάφους, είναι το φυσικό χαρακτηριστικό που έχει το έδαφος να συγκρατεί το νερό εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων. Η απορροφητικότητα του εδάφους είναι συνάρτηση της αρχικής υγρασίας του εδάφους  $\theta_0$  και της εφαρμοζόμενης οριακής συνθήκης  $\theta_1$ .

Ο όρος *απορροφητικότητα (sorptivity)* δόθηκε από τον Philip (Philip 1958, 1969), σαν μια καινούργια παράμετρος της εξίσωσης διήθησης που εξήγαγε από τα προφίλ υγρασίας και δίνεται από τη σχέση:

$$S^2 = 2K_s(\theta_1 - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad (1.36)$$

όπου  $K_s$  είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα,  $\theta_0$  είναι η αρχική υγρασία του εδάφους,  $\theta_1$  είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη,  $H_0$  είναι το μέτωπο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους (δηλαδή το ύψος του νερού στην επιφάνεια του εδάφους) και  $H_f$  είναι η ενεργός μύζηση στο υγρό μέτωπο.

Πειραματικά, η απορροφητικότητα μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τη σχέση (Philip 1969):

$$I = S \cdot t^{1/2}, \quad (1.37)$$

όπου  $I$  είναι η αθροιστική διήθηση,  $S$  είναι η απορροφητικότητα και  $t$  είναι ο χρόνος. Η εξίσωση (1.37) μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης είναι πολύ μεγάλη.

Η απορροφητικότητα μπορεί επίσης να υπολογιστεί από τη σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.38)$$

η οποία αποτελεί πρώτης τάξης προσέγγιση, ή από τη βέλτιστη (optimum) λύση του Parlange (1975):

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta. \quad (1.39)$$

Οι διαστάσεις της απορροφητικότητας είναι  $[LT^{-1/2}]$  (Αγγελακη, 2004).

### 1.13 Η εξίσωση της συνέχειας

Θεωρούμε έναν όγκο αναφοράς  $U$  (control volume) που περικλείει μια μάζα νερού  $M$  ίση με :

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU, \quad (1.40)$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα του νερού και  $\theta$  είναι η εδαφική υγρασία. Η μεταβολή της μάζας του νερού σε συνάρτηση με το χρόνο είναι μηδέν:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{\text{system}}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.41)$$

Εφαρμόζουμε στη (1.41) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{cv}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.42)$$

ή επειδή ο όγκος  $U$  είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (1.43)$$

και για ρευστό ασυμπίεστο, όπως είναι το νερό (δηλαδή  $\rho = \text{σταθ.}$ ) ισχύει:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\rho \overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v}) &\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v}) \\ \text{και επειδή } \vec{q} &= \theta \vec{v} \end{aligned} \right\} \Leftrightarrow \quad (1.44)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\}$$

Στην παραπάνω σχέση  $\vec{v}$  είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.44) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.44) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.45)$$

### 1.14 Η εξίσωση Richards

Η εξίσωση Richards προκύπτει από το συνδυασμό του νόμου του Darcy με την εξίσωση συνέχειας:



$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left\{ \overrightarrow{K(\theta) \text{grad} \psi} - K(\theta) \overrightarrow{k} \right\} \Leftrightarrow \quad (1.46)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.47)$$

Για την περίπτωση αυτή η παράγωγος  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.48)$$

όπου  $C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi}$  και αποτελεί την ειδική υδραυλική χωρητικότητα (*specific water capacity*) του ακόρεστου μέσου.

Έτσι με τη σχέση (1.48) η εξίσωση (1.47) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49)$$

Η εξίσωση (1.49) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης (1.32) η εξίσωση συνεχείας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overrightarrow{\text{div}} \cdot \left( D \overrightarrow{\text{grad} \theta} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.50)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51)$$

Οι εξισώσεις (1.49) και (1.51) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.49) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.51) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της εδαφικής υγρασίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι εξισώσεις με μερικές παραγώγους μη γραμμικές, γιατί η υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  και ο

συντελεστής διάχυσης  $D$  είναι συναρτήσεις των  $\psi$  και  $\theta$ . Οι εξισώσεις αυτές δεν έχουν ακόμη λυθεί με αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο με αριθμητικές και αριθμητικοαναλυτικές. Εάν παραλειφθεί ο τελευταίος όρος που εκφράζει τη επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.49) και (1.51) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- *Μονοδιάστατη ροή:*

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.49\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.51\alpha)$$

$$\text{Διεύθυνση } z \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\beta)$$

- *Δισδιάστατη ροή:*

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\gamma)$$

### 1.15 Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν

Κατά τη διάρκεια της άρδευσης ή βροχής το νερό κινείται μέσω της επιφάνειας του εδάφους προς βαθύτερα στρώματα και με κατεύθυνση προς το κέντρο της Γης. Η διαδικασία αυτή της εισροής του νερού στο έδαφος, ονομάζεται *διήθηση (infiltration)*.

Η διήθηση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως :

1. Η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. σχήμα και μέγεθος της διατομής των αρδευτικών αυλακιών), (Λαζακίδης και Σφήκας, 1991).

2. Η δομή, η υφή, η μηχανική σύσταση, η ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους παίζουν επίσης σημαντικότερο ρόλο στο μηχανισμό διήθησης. Εδάφη που έχουν μεγάλους πόρους και ανοιχτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη, που αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων είναι μικρό. Μερικά εδάφη όταν διαβρέχονται διαστέλλονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέραστα στο νερό και όταν ξηραίνονται σχηματίζουν ρωγμές. Στα αμμώδη εδάφη είναι δυνατό να παρατηρηθεί ταχύτητα διήθησης μεγαλύτερη των 25 cm/h, ενώ στα αργιλώδη ενδέχεται να είναι σχεδόν μηδενική, όταν έχει προκληθεί διάσπαση της δομής με την εκτέλεση για παράδειγμα καλλιεργητικών και άλλων εργασιών με εσφαλμένο τρόπο (Παπαρηγοράκης και Στόκα, 1988).

3. Λεπτή συμπαγής κρούστα που περιορίζει δραστικά τη διήθηση (Vandervaere et al, 1998). Η κρούστα αυτή δημιουργείται από την πρόσκρουση των σταγόνων της βροχής ή του καταιονισμού, ή κυρίως από τη μεταφορά λεπτόκοκκου υλικού με το νερό που εφαρμόζεται στο χωράφι με επιφανειακή άρδευση, το οποίο γεμίζει τους πόρους ανάμεσα στα εδαφομόρια. Η κρούστα αυτή μπορεί να προληφθεί αν η επιφάνεια του χωραφιού καλυφθεί από την καλλιέργεια και μπορεί να καταστραφεί με ελαφρό σκάλισμα πριν την εφαρμογή της άρδευσης.

4. Υπεδάφιας αδιαπέραστης στρώσης . Δημιουργείται κυρίως από τα εδαφοκαλλιεργητικά μηχανήματα που συμπιέζουν το έδαφος αμέσως κάτω από το βάθος στο οποίο φθάνουν (10 με 15 cm), με αποτέλεσμα να δημιουργείται στο βάθος αυτό μια συμπαγής στρώση που εμποδίζει τη διήθηση του νερού. Η στρώση αυτή μπορεί να καταστραφεί με βαθιά άροση ή χρήση υπεδάφοκαλλιεργητών, ώστε στη

θέση της συμπαγούς αυτής στρώσης να δημιουργηθούν ευρείς πόροι που να επιτρέπουν την άνετη κίνηση του νερού προς μεγαλύτερα βάθη.

5. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανική ουσία είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει σημαντικά τη διήθηση του νερού. Εδάφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε οργανικά υλικά, έχουν σχετικά υψηλό πορώδες και παρουσιάζουν καλή διήθηση. Σε αρκετά συνεκτικά εδάφη με κακή διήθηση, η προσθήκη οργανικής ουσίας βελτιώνει αρκετά την κίνηση του νερού.

6. Τα φερτά υλικά του νερού μπορούν να επηρεάσουν άμεσα την καθοδική κίνηση του νερού αφού το αρδευτικό νερό μεταφέρει λεπτόκοκκα υλικά και τα αποθέτει στο χωράφι. Σε αμμώδη εδάφη, όταν το νερό μεταφέρει σημαντικές ποσότητες αργίλου και ιλύος, βελτιώνονται τα χαρακτηριστικά του εδάφους και περιορίζεται η πολύ γρήγορη διήθηση του νερού, όμως στα αργιλώδη εδάφη τέτοιο νερό μπορεί να καταστήσει την επιφάνειά τους αδιαπέραστη.

7. Η περιεκτικότητα του νερού σε άλατα. Η χρόνια άρδευση με νερό που περιέχει άλατα προκαλεί προσθήκη των αλάτων στο έδαφος καταστρέφοντας τη δομή του. Για να βελτιωθεί το έδαφος, απαιτείται έκπλυση του εδάφους, ώστε να απομακρυνθούν τα άλατα (π.χ. με τη δημιουργία ορυζώνα, μετά από περίπου ένα χρόνο, τα άλατα έχουν ξεπλυθεί).

8. Η θερμοκρασία του νερού είναι και αυτή ένας παράγοντας που επηρεάζει το μηχανισμό διήθησης, γιατί επηρεάζει το ιξώδες του νερού. Νερό χαμηλής θερμοκρασίας έχει μεγαλύτερο ιξώδες και μικρότερη διηθητικότητα από νερό υψηλής θερμοκρασίας.

9. Η αρχική υγρασία του εδάφους επηρεάζει τη διήθηση του νερού κυρίως στην αρχή της.

Η διήθηση είναι μία πολύ σημαντική διαδικασία κατά τη διάρκεια της άρδευσης, γιατί από αυτήν εξαρτάται το ποσό του αρδευτικού νερού που θα εισέλθει στο έδαφος, ενώ το υπόλοιπο ποσό απορρέει επιφανειακά. Η πλήρης γνώση λοιπόν του μηχανισμού διήθησης, είναι σημαντική γιατί καθορίζει την παροχή εφαρμογής του αρδευτικού νερού, αλλά και την ικανότητα συμπλήρωσης του ελλείμματος εδαφικής υγρασίας, καθώς και τον εμπλουτισμό των υπόγειων νερών. Για το λόγο αυτό, πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το θέμα αυτό και εξήγαγαν διάφορες εξισώσεις που το περιγράφουν (Green & Ampt 1911, Kostiaikov 1932, Horton 1940, Talsma and Parlange 1972, Onstad et al 1973, Knight 1983, Kunze 1983, Parlange

1971, 1972, 1975, 1982, 1985, 1990, Philip 1957, 1958, 1969, 1973, 1983, Touma et al 1984, Tzimopoulos 1991, κ.α.)

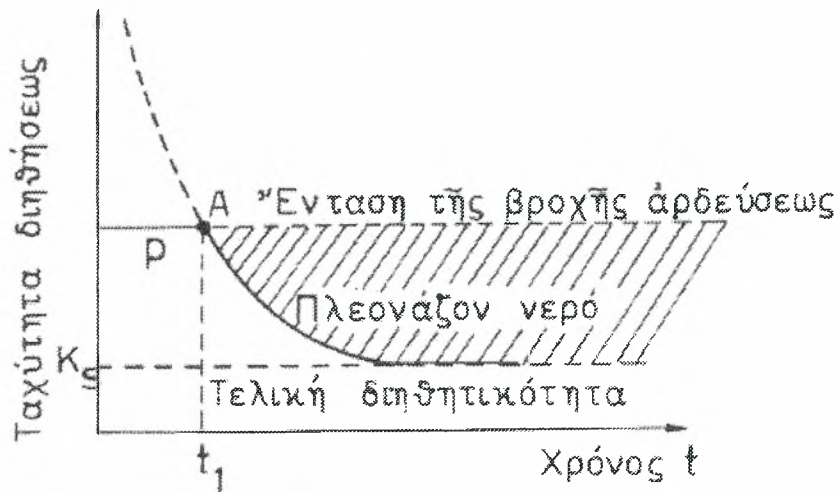
### 1.16 Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης

*Διηθητικότητα* ονομάζεται η μέγιστη ροή που το εδαφικό προφίλ μπορεί να απορροφήσει διαμέσου της επιφάνειάς του, στην οποία βρίσκεται νερό υπό πίεση ίση με την ατμοσφαιρική (Τζιμόπουλος, 1981).

Όταν κατά τη διάρκεια της βροχής η του ποτίσματος η ένταση του νερού στην επιφάνεια του εδάφους είναι μικρότερη από τη διηθητικότητα, το νερό διηθείται αρκετά γρήγορα προς τα κάτω, ενώ όταν η ένταση της βροχής ξεπερνά τη διηθητικότητα, η διαδικασία διήθησης καθορίζεται από το μέτωπο της εδαφικής υγρασίας, τότε το πλεονάζον νερό δρα δυσμενώς επί της επιφάνειας του εδάφους, διαλύει τα συσσωματώματα και σχηματίζει την επιβλαβή κρούστα. Αν το νερό αυτό δε διηθηθεί, εξατμίζεται ή απορρέει. Στις περιπτώσεις αυτές μειώνεται ο βαθμός απόδοσης κατά την εφαρμογή του αρδευτικού νερού ανεξάρτητα από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους. Αυτό σημαίνει απώλεια πολύτιμου αρδευτικού νερού, απώλεια υδατοδιαλυτών θρεπτικών συστατικών του εδάφους και του λεπτόκοκκου υλικού του. Αν, όμως, μετρηθεί από πριν η διηθητικότητα του εδάφους, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος εφαρμογής του νερού για τη χορήγηση της απαιτούμενης κάθε φορά αρδευτικής δόσης, μπορεί να υπολογιστεί η παροχή ανά μονάδα αρδευτικής δόσης, καθώς επίσης και η παροχή ανά μονάδα αρδευόμενης επιφάνειας.

Με την πάροδο του χρόνου η διηθητικότητα ελαττώνεται και για μεγάλους χρόνους τείνει ασυμπτωτικά σε μία σταθερή τιμή που λέγεται *σταθερή διηθητικότητα* ή *τελική ή βασική διηθητικότητα*. Πολλές φορές συνχέεται ο όρος *διηθητικότητα* με τον όρο *ταχύτητα διήθησης*. Ο Hillel (1974, 1980) διαχωρίζει τις δύο έννοιες και δίνει για τη *διηθητικότητα* τον ορισμό που αναφέρθηκε παραπάνω, ενώ για την *ταχύτητα διήθησης* δίνει τον ορισμό της ροής του νερού διαμέσου της επιφάνειας του εδάφους με συνθήκες διαφορετικής της ατμοσφαιρικής. Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων

φυσалиδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή (Σχήμα 1.6, Τζιμόπουλος, 1981). Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους ( $K_s$ ).



**Σχήμα 1.6** Ταχύτητα διήθησης σαν συνάρτηση του χρόνου κατά τη διάρκεια άρδευσης με ένταση σταθερή, μικρότερη από την αρχική τιμή της διηθητικότητας του εδάφους, αλλά μεγαλύτερη από την τελική τιμή αυτής.

### 1.17 Αθροιστική διήθηση

*Αθροιστική διήθηση (cumulative infiltration I)*, είναι το ολοκλήρωμα της διηθητικότητας (ή ταχύτητας διήθησης) ως προς το χρόνο:

$$I = \int i dt \quad (1.52)$$

Η αθροιστική διήθηση  $I$  ορίζεται και ως το ολοκλήρωμα ως προς το βάθος της εδαφικής υγρασίας  $\theta(z,t)$ :

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (1.53)$$

όπου  $\theta(z,t)$  είναι η εδαφική υγρασία στο χρόνο  $t$  και  $\theta_i$  είναι η αρχική υγρασία του εδάφους. Γνωρίζουμε ότι η ταχύτητα διήθησης ή στιγμιαία διηθητικότητα ή απλώς



διηθητικότητα δίνεται από τη σχέση  $i = dI/dt$ . Τα όρια των μεταβλητών  $I(t)$  και  $i(t)$  είναι:

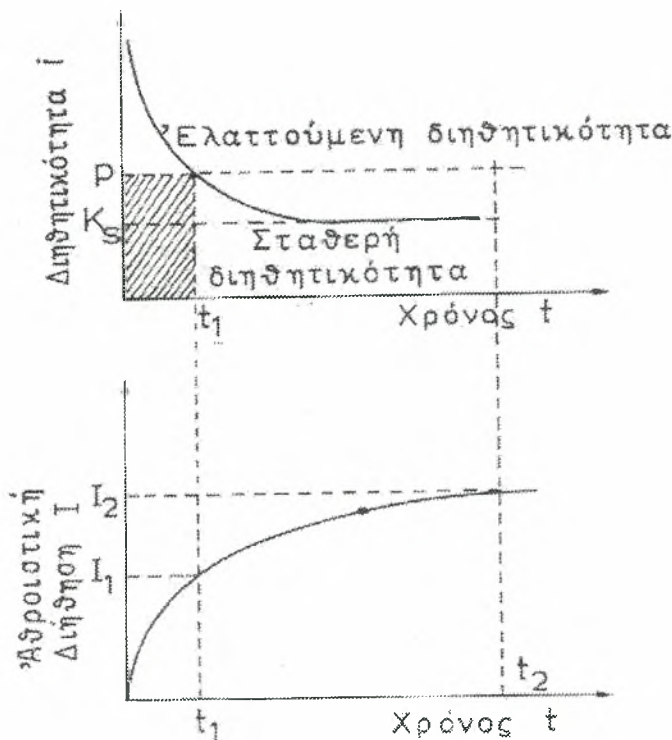
$$\lim_{t \rightarrow 0} I(t) = 0, \qquad \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) = \infty \tag{1.54}$$

$$\lim_{t \rightarrow 0} i(t) = \infty, \qquad \lim_{t \rightarrow \infty} i(t) = K_s \tag{1.55}$$

όπου  $K_s$  είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, δηλαδή η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην υγρασία κορεσμού  $\theta = \theta_s$ .

Η αθροιστική διήθηση είναι συνάρτηση του χρόνου και η κλίση της μειώνεται προοδευτικά με το χρόνο (Σχήμα 1.7). Η φυσική σημασία της αθροιστικής διήθησης είναι ότι εκφράζει αθροιστικά την ποσότητα του νερού που έχει περάσει σε μια δεδομένη χρονική στιγμή από την επιφάνεια του εδάφους.

Οι καμπύλες  $i(t)$  και  $I(t)$  είναι μεγάλης σημασίας για τις αρδεύσεις, γιατί από αυτές μπορεί να καθοριστεί τόσο ο ρυθμός εφαρμογής του νερού όσο και η διάρκεια της άρδευσης.



**Σχήμα 1.7** Διηθητικότητα και αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

Στο Σχήμα 1.7 φαίνεται η διηθητικότητα και η αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου, όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

## 1.18 Μαθηματικά μοντέλα διήθησης

Για την περιγραφή του πολύπλοκου φαινομένου της διήθησης έχουν αναπτυχθεί διάφορες εξισώσεις τόσο θεωρητικές όσο και εμπειρικές. Μερικά από τα πιο σημαντικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται παρουσιάζονται ενδεικτικά στη συνέχεια:

### α) Εξίσωση Kostiaikov

Ο Kostiaikov (1932) πρότεινε μία εκθετική εξίσωση για τον υπολογισμό της αθροιστικής διήθησης  $I$ . Η εξίσωση αυτή είναι:

$$I(t) = K \cdot t^b \quad (1.56)$$

όπου  $K$  και  $b$  είναι σταθερές ( $K > 0$ ,  $0 < b < 1$ ), οι οποίες δεν έχουν καμία φυσική σημασία, εξαρτώνται από το έδαφος και τις αρχικές συνθήκες και προσδιορίζονται από την επεξεργασία των πειραματικών μετρήσεων.

### β) Εξίσωση Horton

Το 1940 προτάθηκε από τον Horton η παρακάτω τριπαραμετρική εξίσωση διήθησης:

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt}) / b \quad (1.57)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt} \quad (1.58)$$

όπου  $i_c$  είναι η τελική διηθητικότητα,  $i_o$  είναι η διηθητικότητα στο χρόνο  $t=0$  και  $b$  είναι μια εδαφική παράμετρος που καθορίζει την ταχύτητα μείωσης της διηθητικότητας. Οι παράμετροι  $i_o$  και  $b$  εξαρτώνται από την αρχική υγρασία του εδάφους και από την παροχή που εφαρμόζεται. Στα ομογενή εδάφη το  $i_c$  είναι ελάχιστα μικρότερο από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού  $K_s$ .

### γ) Εξίσωση του Philip

Η εξίσωση του Philip (1957, 1969) αποτελεί ημιαναλυτική λύση της εξίσωσης κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη και δίνεται με τη μορφή χρονικών σειρών. Η λύση αυτή προήλθε από τη διερεύνηση της εξίσωσης κίνησης του νερού σε ομογενές έδαφος, όταν στην επιφάνειά του έχουμε συνθήκες κατάκλισης και έχει τη μορφή:

$$I(t) = K_i t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2}, \quad (1.59)$$

όπου  $K_i$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην αρχικά περιεχόμενη εδαφική υγρασία  $\theta=\theta_i$  και  $S_m$  είναι μία σειρά συντελεστών οι οποίοι υπολογίζονται ως συναρτήσεις των εδαφικών χαρακτηριστικών και των αρχικών και οριακών συνθηκών της διήθησης. Ο συντελεστής  $S_m$  για  $m=1$  λέγεται *απορροφητικότητα* (*sorptivity*), (Philip, 1958).

### δ) Εξίσωση Τζιμόπουλου

Ο Τζιμόπουλος (1991) εισήγαγε τη γενικευμένη εξίσωση του Philip με τη μορφή:

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s (t - t_c) - St^{1/2}], \quad (1.60)$$

όπου  $H(t-t_c)$  είναι η συνάρτηση βαθμίδα του Heaviside και  $t_c$  είναι ο χρόνος σχηματισμού του προφίλ του απείρου, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας.

### ε) Εξίσωση του Parlange

Το μοντέλο αθροιστικής διήθησης του Parlange (1971, 1972, 1975) έχει 2 παραμέτρους :

1. την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και
2. την απορροφητικότητα

και για το λόγο αυτό καλείται διπαραμετρικό μοντέλο αθροιστικής διήθησης (Αγγελακη, 2004). Το μοντέλο αυτό δίνεται από την εξίσωση :

$$K_s t = I + S^2 / 2K_s \{ \exp(-2IK_s / S^2) - 1 \} \quad (\text{Αγγελακη, 2004}).$$

## στ) Εξίσωση Green & Ampt

Το μοντέλο των Green & Ampt αφορά την περίπτωση κατά την οποία το νερό λιμνάζει στην επιφάνεια ενός εδάφους που είναι βαθύ, ομογενές και με ομοιόμορφη αρχική υγρασία και δίνεται από την εξίσωση :

$$K_s t = I - S^2 / 2K_s \ln \{ 1 + 2K_s / S^2 I \} \quad (\text{Αγγελακη , 2004}).$$

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2<sup>ο</sup>

### ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

#### 2.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα πτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο πειράματα προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος και η αθροιστική διήθηση. Η μελέτη των ανωτέρω στον αγρό παρουσιάζει πολλές δυσκολίες και γι' αυτό συνήθως γίνεται μία προσομοίωση των συνθηκών του αγρού στο εργαστήριο.

Σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες που υπάρχουν στη φύση. Έτσι στο συγκεκριμένο εργαστηριακό πείραμα έγιναν οι παρακάτω παραδοχές και απλουστεύσεις :

- Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Το εδαφικό δείγμα είναι ομογενές και ισότροπο.
- Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Η ροή είναι ισόθερμη.
- Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η διόγκωση κατά τη διύγρανση θεωρούνται αμελητέες.
- Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.
- Για τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης  $\psi(\theta)$  τα οποία προέκυψαν από τις αντίστοιχες καμπύλες  $\psi(t)$  και  $\theta(t)$ , θεωρήθηκε ότι προήλθαν από διαδοχικές καταστάσεις ισορροπίας κατά τα διάφορα στάδια, τόσο της διύγρανσης, όσο και της στράγγισης.

Ακόμα, σε κάθε πείραμα κίνησης νερού είναι απαραίτητος είτε ο απευθείας είτε ο έμμεσος υπολογισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών  $h$  (ύψους πίεσης) και  $\theta$  (εδαφικής υγρασίας) και της παραμέτρου  $K_s$  (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού). Στην παρούσα διατριβή για τον υπολογισμό των μεταβλητών και των παραμέτρων, χρειάστηκαν πολλές επαναλήψεις των πειραμάτων και αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία κατά το σχεδιασμό της πειραματικής διάταξης, αλλά και κατά την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων.

## 2.2 Μέθοδοι μετρήσεων

### 2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους:

1. Με ζύγιση του εδάφους πριν και μετά τη διύγρανσή του και από τη διαφορά των δύο μετρήσεων πραγματοποιείται ο υπολογισμός της υγρασίας του. Η μέθοδος αυτή είναι μεν απλή, αλλά χρονοβόρα.
2. Με χρήση της *συσκευής διάχυσης νετρονίων*. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.
3. Με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα*. Τενσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ.
4. Η μέθοδος της *ηλεκτρικής αντίστασης* στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό.
5. Μια άλλη πολύ διαδεδομένη μέθοδος μέτρησης της εδαφικής υγρασίας, η οποία εφαρμόζεται στο εργαστήριο, είναι η *μέθοδος εκπομπής  $\gamma$  ακτινοβολίας*.

6. Μία σχετικά πρόσφατη μέθοδος για τη μέτρηση της υγρασίας στο έδαφος είναι η μέθοδος TDR, η οποία επίσης χρησιμοποιήθηκε στα εργαστηριακά πειράματα και θα αναπτυχθεί αναλυτικά πιο κάτω.

## 2.2.2 Μέθοδος TDR

### i) Θεωρία

Η μέθοδος TDR (Time Domain Reflectometry) είναι μία απλή μη ραδιενεργός μέθοδος, η οποία δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για την εδαφική υγρασία χωρίς ιδιαίτερες δυσκολίες στη χρήση και χωρίς να είναι χρονοβόρα. Επιπλέον, δεν εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους και χρησιμοποιείται με την ίδια ευκολία στον αγρό και στο εργαστήριο.

Η μέθοδος TDR βασίζεται στη σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού με την υγρασία που αυτό περιέχει.

Ένας πυκνωτής ο οποίος μεταξύ των οπλισμών του περιέχει κάποιο διηλεκτρικό υλικό διηλεκτρικής σταθεράς  $K$ , έχει χωρητικότητα που δίνεται από τη σχέση:

$$C = K \cdot C_0 \quad (2.1)$$

όπου  $C_0$  είναι η χωρητικότητα του ίδιου πυκνωτή, όταν μεταξύ των οπλισμών του υπάρχει κενό ή αέρας. Η διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού είναι αδιάστατο μέγεθος.

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (waveguide), μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητα του κύματος αυτού εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά (dielectric constant) του υλικού που περιβάλλει τη γραμμή μεταφοράς. Συγκεκριμένα, η σχέση μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως ανάλογη, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η διηλεκτρική σταθερά, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα στο υλικό αυτό.

Έστω ότι το υλικό μέσα στο οποίο διαδίδεται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα είναι το έδαφος. Το έδαφος αποτελείται από αέρα, νερό, ανόργανα και οργανικά υλικά. Η διηλεκτρικές σταθερές για τα συστατικά του εδάφους αναγράφονται στον Πίνακα 3.1:



**Πίνακας 2.1** Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

Υλικό	Διηλεκτρική Σταθερά
Αέρας	1
Ανόργανα Υλικά	2 – 4
Νερό	80

Από τον Πίνακα 2.1 είναι φανερό πως η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους καθορίζεται κυρίως από τη διηλεκτρική σταθερά του νερού που περιέχει. Αυτό έχει ως συνέπεια, η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσα σε ένα κυματοδηγό, ο οποίος έχει θαφτεί μέσα στο έδαφος και η οποία εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, ουσιαστικά να εξαρτάται από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Τα μικροκύματα είναι ακίνδυνα μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά σε έδαφος, τότε όταν αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταφοράς, τότε η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή μεταφοράς, την οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (waveguide) - , τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t} \quad (2.2)$$

όπου L είναι το μήκος του κυματοδηγού σε cm, t είναι ο χρόνος μεταφοράς (ίσος με το χρόνο που απαιτείται για να διανύσει το κύμα τον κυματοδηγό προς τη μια κατεύθυνση) σε ns και c είναι η ταχύτητα του κύματος μέσα στο υλικό.

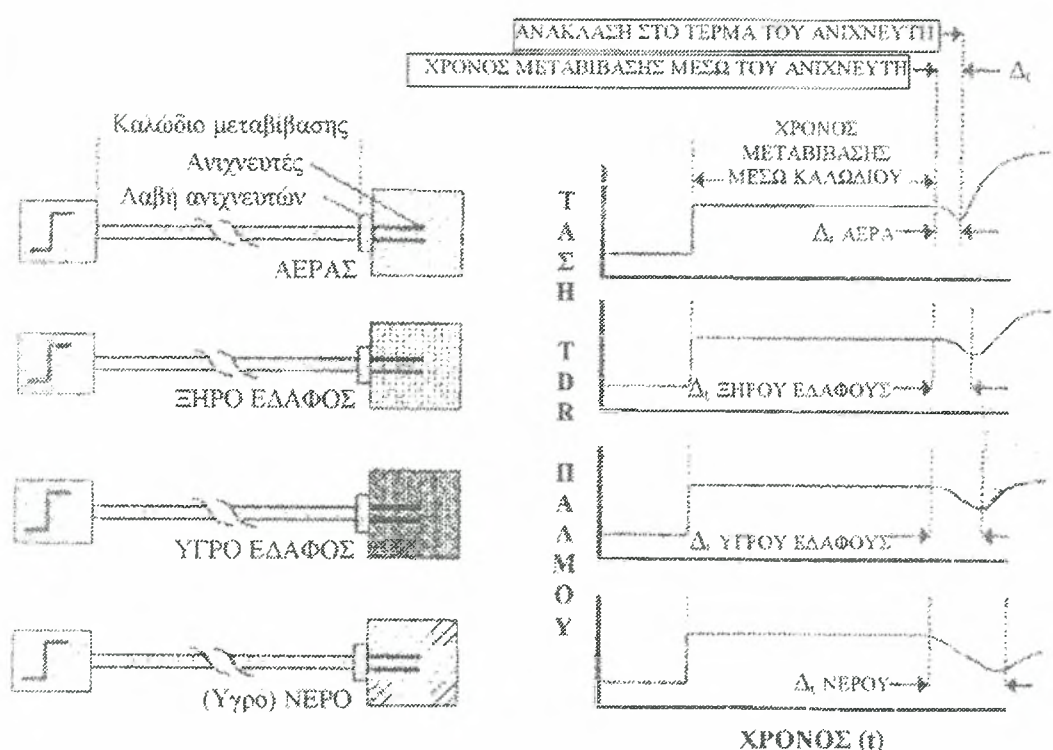
Η ταχύτητα c του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού  $K_a$  και την ταχύτητα του φωτός στο κενό  $c_0$  με τη σχέση:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{K_a}} \quad (2.3)$$

Η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του υλικού, που περιβάλλει τον κυματοδηγό μπορεί επομένως να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$K_{\alpha} = \left( \frac{tc_o}{L} \right)^2 \quad (2.4)$$

Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζονται κάποια τυπικά διαγράμματα της τάσης του παλμού σαν συνάρτηση του χρόνου για διάφορες περιπτώσεις, από τις οποίες φαίνεται ο χρόνος μεταβίβασης του παλμού.



**Σχήμα 2.1** Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

Προσεκτικές μετρήσεις στα εργαστήρια της Soil Moisture Equipment Corp. - η οποία είναι η εταιρεία κατασκευής του TDR -, έδειξαν τα εξής: Όταν το έδαφος είναι ξηρό, η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους κυμαίνεται από 2 έως 4. Όταν το 25% της χωρητικότητας του εδάφους είναι νερό, τότε η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους είναι 11 – 12. Σε εδάφη που χρησιμοποιούνται για καλλιέργειες

έχει αποδειχτεί ότι η τιμή της φαινομενικής διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους ( $K_a$ ) είναι ανεξάρτητη του τύπου του εδάφους και ότι εξαρτάται αποκλειστικά από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Η σχέση της  $K_a$  με την υγρασία (% κ.ο.) του εδάφους, έγινε με μετρήσεις της  $K_a$  σε κελιά δοκιμών, στα οποία η υγρασία (% κ.ο.) ήταν γνωστή. Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται από τη συσκευή TDR για απευθείας μετρήσεις στον αγρό ή στο εργαστήριο, της κατ' όγκο υγρασίας του εδάφους.

## ii) Το σύστημα μέτρησης του TDR

Η συσκευή TDR είναι εφοδιασμένη με ένα πολύ ευαίσθητο χρονόμετρο, το οποίο μπορεί να μετρά χρόνους της τάξης των ps ( $1\text{ps} = 10^{-12}\text{ s}$ ). Προκειμένου να γίνει μία μέτρηση, ξεκινά μια σειρά από χρονικούς κύκλους. Σε κάθε τέτοιο κύκλο, αποστέλλεται ένας παλμός στους κυματοδηγούς. Το λογισμικό του TDR, που μετρά την ενεργό τιμή της τάσης στη γραμμή μεταφοράς για ένα συγκεκριμένο χρόνο, δημιουργεί το κατάλληλο γράφημα, από το οποίο, η ίδια η συσκευή, υπολογίζει το χρόνο ανάκλασης του παλμού και τη διηλεκτρική σταθερά  $K_a$  του εδάφους.

Η σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους με την υγρασία του, είναι η εξής (Topp et al. 1980):

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_a - 5.5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_a^3 \quad (2.5)$$

όπου  $K_a$  είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (2.4). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα  $\epsilon$ .

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (2.5) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et al (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (2.5) είναι μικρότερο του  $0,013\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Η συσκευή TDR λοιπόν, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, χρησιμοποιώντας όλα τα παραπάνω, δίνει τις μετρήσεις της υγρασίας (% κ.ο.) του εδάφους.

Στον Πίνακα 2.2 δίνονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR και στην Εικόνα 2.1 απεικονίζεται η συσκευή.

Η συσκευή TDR είναι μία αξιόπιστη συσκευή για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας, η οποία έχει δύο βασικά πλεονεκτήματα:

α. Είναι εντελώς ακίνδυνη, από την άποψη της εκπομπής ακτινοβολίας.

β. Δεν απαιτεί βαθμονόμηση πριν την έναρξη των πειραμάτων. Η βαθμονόμηση γίνεται άπαξ στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση γ ακτινοβολίας.



**Εικόνα 2.1** Η Συσκευή TDR

**Πίνακας 2.2** Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR (Trace 6050X1)

Εύρος μέτρησης	0 – 100% περιεχόμενη υγρασία κατ' όγκο
Ακρίβεια μέτρησης	± 2% ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστή.
Θερμοκρασία λειτουργίας	0 – 45°C.
Πηγή ισχύος	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 A h.

	<p>Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h.</p> <p>Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 V AC ή DC, 2 A, για επαναφόρτιση μπαταρίας ή ανεξάρτητη λειτουργία.</p> <p>Υποδοχή εξωτερικής μπαταρίας 12 V για ανεξάρτητη λειτουργία.</p>
Θύρες σύνδεσης	<p>BNC θύρα – για σύνδεση κυματοδηγών.</p> <p>RS – 232 σειριακή θύρα για μεταφορά δεδομένων.</p> <p>Θύρα multiplex 15 pin D – SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.</p>
Μνήμη	<p>256 KB με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον 170 γραφημάτων / 5400 αναγνώσεις.</p> <p>Δυνατότητα καταγραφής με εύρος λήψης μέτρησης.</p> <p>Αυτογραφική ικανότητα ανάγνωσης με εσωτερικό εύρος (χρονικό βήμα) από μία την ημέρα έως μία το λεπτό.</p>
Ηλεκτρονικά Χαρακτηριστικά	<p>Μέγεθος τάσης μετρούμενου παλμού: 1.5 V.</p> <p>Ανάλυση μετρήσεων: 10 ps.</p> <p>Οθόνη: 128X256 LCD.</p> <p>Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή.</p> <p>Προστασία από βραχυκύκλωμα.</p>

Είναι πάρα πολλοί οι ερευνητές που έχουν ασχοληθεί τα τελευταία χρόνια με τη μέθοδο μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με τη συσκευή TDR. Έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της εξίσωσης που συνδέει την εδαφική υγρασία με τη διηλεκτρική σταθερά, έχει μελετηθεί το κατά πόσο άλλοι παράγοντες όπως το μήκος του κυματοδηγού, η δομή και η πυκνότητα του εδάφους, το εύρος μέτρησης κλπ, μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις και γενικότερα έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της μεθόδου (Ferre et al 2003 & 1996, Lin C – P 2003, Persson and Haridy 2003, Carlos et al 2002, Caron et al 2002, Huisman et al 2002, Nadler et al 2002 &



1991, Persson et al 2002, Kalfountzos et al 2002 & 2000, Σακελλαρίου κ.α 1997, Young et al 1997, Timlin and Pachepsky 1996 & 2002, Vanclooster et al 1995 & 1993, Hook and Livingston 1995, Ward et al 1994, Heimovaara and Bouten 1994, Heimovaara 1994 & 1990, Dalton 1992, Kachanoski et al 1992, Knight 1992, Zeggelin et al 1992, Baker et al 1989, Dalton and van Genuchten 1986, Dasberg and Dalton 1985, κλπ).

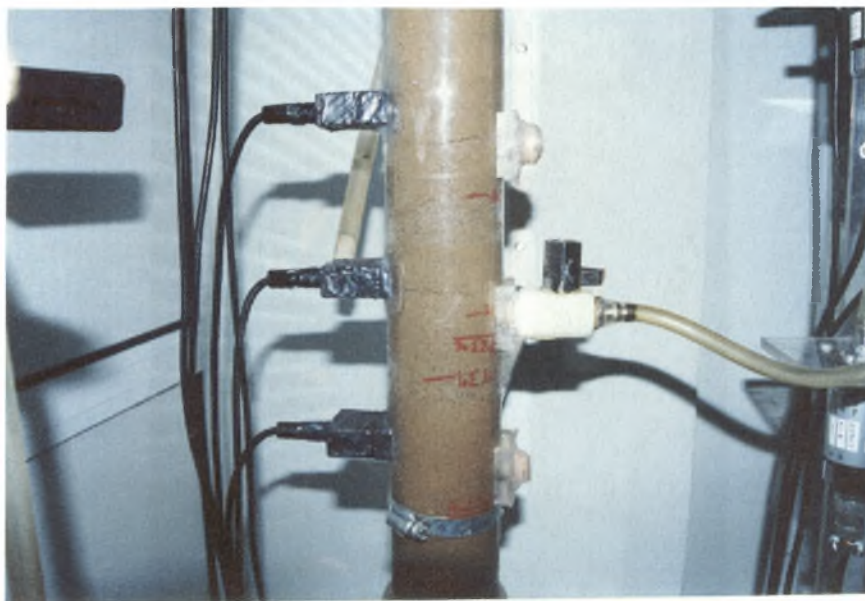
### 2.2.3 Μέτρηση της πίεσης

Για τη μέτρηση της πίεσης χρησιμοποιήθηκε ένα σύστημα που αποτελείται από δεξαμενή νερού συνδεδεμένη με κεραμική κάψα (tensionmeter), η οποία εισέρχεται στο εδαφικό δείγμα, από το μετατροπέα πίεσης (pressure transducer), από το σύστημα ελέγχου και καταγραφής των μετρήσεων (Data Logger TDL2e) και τέλος από το τροφοδοτικό σύστημα.

Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος και η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από της κατασκευαστικές προδιαγραφές, αλλά και από πολλούς άλλους παράγοντες, όπως το σωστό σχεδιασμό της δεξαμενής νερού, την άμεση επαφή της κεραμικής κάψας με το έδαφος, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, την καλή εφαρμογή του συστήματος κάψα-δεξαμενή νερού με την κολόνα, την πλήρη απουσία φυσαλίδων από το όλο σύστημα και τη θερμοκρασία του χώρου, η οποία πρέπει να διατηρείται σταθερή σε όλη τη διάρκεια των μετρήσεων.

Το τασίμετρο (tensiometer) του συστήματος μέτρησης πίεσης αποτελείται από μία διάταξη που περιλαμβάνει την κεραμική κάψα, η οποία είναι προσαρμοσμένη σε κυλινδρική δεξαμενή. Η κεραμική κάψα, που είναι κυλινδρική και κλειστή κατά το ένα άκρο της, έχει εξωτερική διάμετρο 6,35 mm και εσωτερική 4,35 mm, μήκος 2,9 cm, διάμετρο πόρων 2,5  $\mu\text{m}$ , παροχή ανά μονάδα επιφάνειας 50  $\text{ml/h}\cdot\text{cm}^2$  και τιμή εισόδου του αέρα 0,5 atm.

Η δεξαμενή νερού με την οποία είναι συνδεδεμένη η κεραμική κάψα, είναι πάντα πληρωμένη με νερό και διαθέτει βαλβίδα εξαέρωσης. Πριν την έναρξη των πειραμάτων η κεραμική κάψα πρέπει να είναι κορεσμένη.



**Εικόνα 2.2** Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη

Ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer) (Εικόνα 2.3) είναι ηλεκτρικό όργανο που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή της πίεσης σε ηλεκτρικό σήμα, ώστε να μπορούμε να λάβουμε τις μετρήσεις πίεσης στον Η/Υ. Ο μετατροπέας πίεσης συνδέεται με το τασίμετρο διαμέσου εύκαμπτου σωλήνα γεμάτου με νερό, ώστε να μεταφέρεται σε αυτόν η πίεση που δέχεται το τασίμετρο σύμφωνα με το Νόμο του Pascal. Ο μετατροπέας πίεσης περιέχει μία πολύ ευαίσθητη μεταλλική μεμβράνη, η οποία γίνεται κοίλη ή κυρτή, όταν δέχεται αρνητικές ή θετικές πιέσεις, αντίστοιχα. Στη μεμβράνη επικολλώνται τέσσερις μεταβλητές αντιστάσεις (ροοστάτες  $R$ ), σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone. Όταν εφαρμόζεται θετική πίεση στη μεμβράνη, τότε οι δύο αντιστάσεις αυξάνονται κατά  $\Delta R$  και οι άλλες δύο μειώνονται κατά  $\Delta R$ . Όταν εφαρμόζεται αρνητική πίεση συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο. Η συνδεσμολογία αυτή έχει μεγάλη αντοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παράγοντες και χρησιμοποιείται, γιατί δίνει σήμα εξόδου διαφορικό από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις.





**Εικόνα 2.3** Μετατροπέας πίεσης (pressure transducer)

Στα πειράματα της παρούσας έρευνας χρησιμοποιήθηκε μετατροπέας πίεσης της Εταιρείας PIODEN CONTROLS LTD (UK) με τεχνικά χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 2.3.

**Πίνακας 2.3** Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

Εύρος μετρήσεων	±5 Psi
Μέγιστη τάση τροφοδοσίας	7.5 V
Αντίσταση γέφυρας	1 KΩ
Ευαισθησία	4.659 mV/V
Ακρίβεια	±0.5% F.R.O.
Θερμοκρασία βαθμονόμησης	20°C

Πριν από την έναρξη των πειραμάτων είναι αναγκαία η βαθμονόμηση του συστήματος.

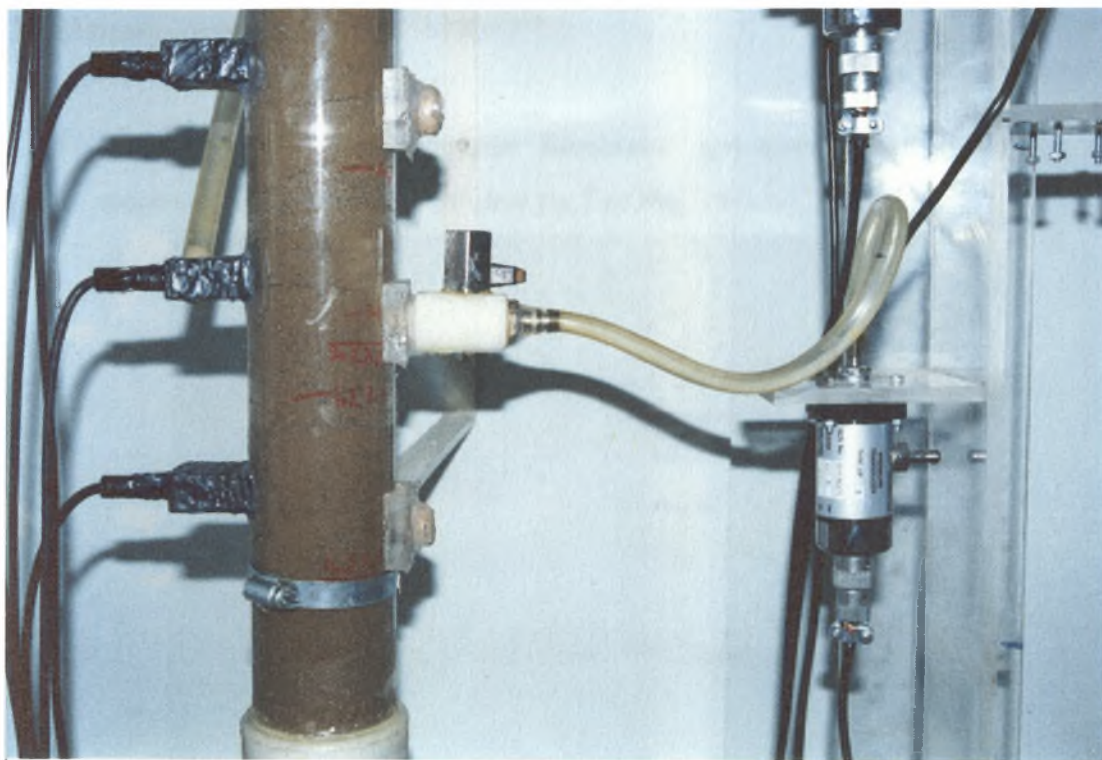
Το σύστημα του μετατροπέα πίεσης απαιτεί τροφοδοσία με συνεχή τάση. Το τροφοδοτικό που χρησιμοποιήθηκε παρέχει σταθερή τάση εξόδου 7.5 V, έως 10

μετατροπείς πίεσης με μέγιστη διακύμανση 0.01 V ανεξάρτητα από τη μεταβολή φορτίου.

Ο Καταχωρητής Δεδομένων (Data Logger) είναι τύπου Delta – TDL2e και αποτελεί έναν μηχανισμό λήψης και αποθήκευσης δεδομένων. Έχει ανεξάρτητη πηγή και μπορεί να λειτουργεί ακόμα και σε πολύ υγρές συνθήκες, τόσο σε υψηλές όσο και σε χαμηλές θερμοκρασίες. Ο καταχωρητής δεδομένων συνδέεται με τον μετατροπέα πίεσης και με τον Η/Υ στη σειρική θύρα RS232. Μπορεί όμως να λειτουργεί και αυτόνομα χωρίς να είναι συνδεδεμένος σε Η/Υ. Στον Η/Υ με τον οποίο είναι συνδεδεμένος ο καταχωρητής δεδομένων έχει εγκατασταθεί το κατάλληλο λογισμικό με το οποίο ο χρήστης μπορεί να ρυθμίζει τις συνθήκες λήψης των μετρήσεων (μονάδες, αριθμός αισθητήρων, συχνότητα σάρωσης για κάθε αισθητήρα, συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι μετρήσεις στη μνήμη του καταχωρητή κ.λπ). Στην Εικόνα 2.4 απεικονίζεται ο καταχωρητής δεδομένων και στην Εικόνα 2.5 φαίνεται η όλη διάταξη μέτρησης της πίεσης.



**Εικόνα 2.4** Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



**Εικόνα 2.5** Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη και το μετατροπέα πίεσης.

## 2.3 Λοιπές συσκευές

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο ζυγός ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της Εικόνας 2.6.



**Εικόνα 2.6** Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 2.7.



**Εικόνα 2.7** Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 2.8), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελατούμενη



διάμετρο οπών από πάνω προς τα κάτω. Οι διάμετροι των οπών των κόσκινων που διαθέτει η συσκευή είναι: 2,000 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,106 mm και 0,053 mm.



**Εικόνα 2.8** Συσκευή κοσκινίσματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>

### ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

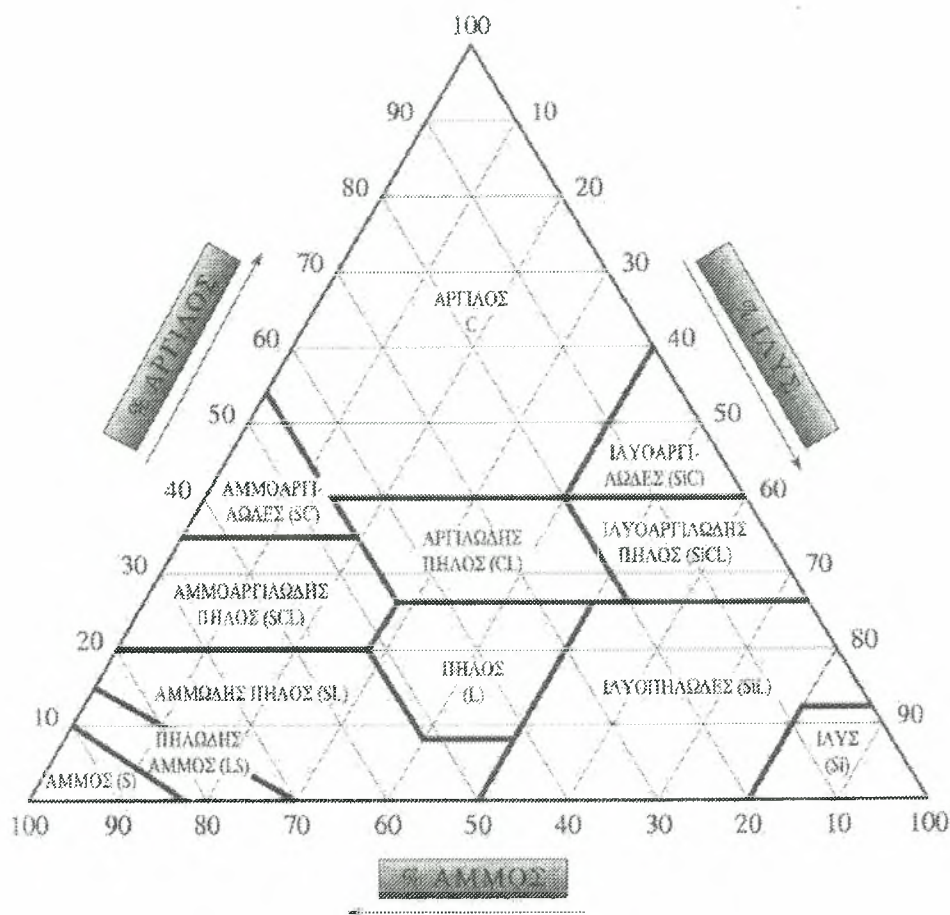
#### 3.1 Γενικά

Πραγματοποιήθηκαν πειράματα μέτρησης της αθροιστικής διήθησης σε εδαφικό δείγμα και έγιναν διαδοχικές στραγγίσεις και διυγράνσεις του δείγματος αυτού μετά τον κορεσμό, με σκοπό τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης.

#### 3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

Το δείγμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν πηλοαμμώδες έδαφος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης του εδάφους αυτού, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (IXTEL). Από τη μηχανική ανάλυση του δείγματος αυτού προέκυψε περιεκτικότητα 76% άμμο, 13% ιλύ και 11% άργιλο, οπότε το έδαφος χαρακτηρίστηκε πηλοαμμώδες (Sandy Loam - SL), με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Σχήμα 3.1).

Πριν την τοποθέτηση του εδαφικού δείγματος στην πειραματική στήλη, απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά και στη συνέχεια, τοποθετήθηκε το δείγμα στο πυριαντήριο στους 105°C για 24 ώρες. Μετά έγινε κονιοποίηση του εδάφους και αφέθηκε να αποκτήσει τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (20 – 21°C). Αμέσως μετά έγινε κοκκομετρική ανάλυση του δείγματος με τη χρήση κόσκινων.



**Σχήμα 3.1** Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Το ποσοστό του εδάφους που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο υπολογίστηκε από την εξίσωση:

$$\text{Πβ}(\Delta\kappa)\% = 100 \cdot (\text{Β} \alpha / \Sigma \text{Β} \alpha) \quad (3.1)$$

όπου:

Πβ: το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο.

Δκ: η διάμετρος των οπών του κόσκινου (mm).

Βα: η μάζα του εδάφους που συγκρατήθηκε από το κόσκινο (g).

Σβα: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

Στη συνέχεια υπολογίστηκε το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα.

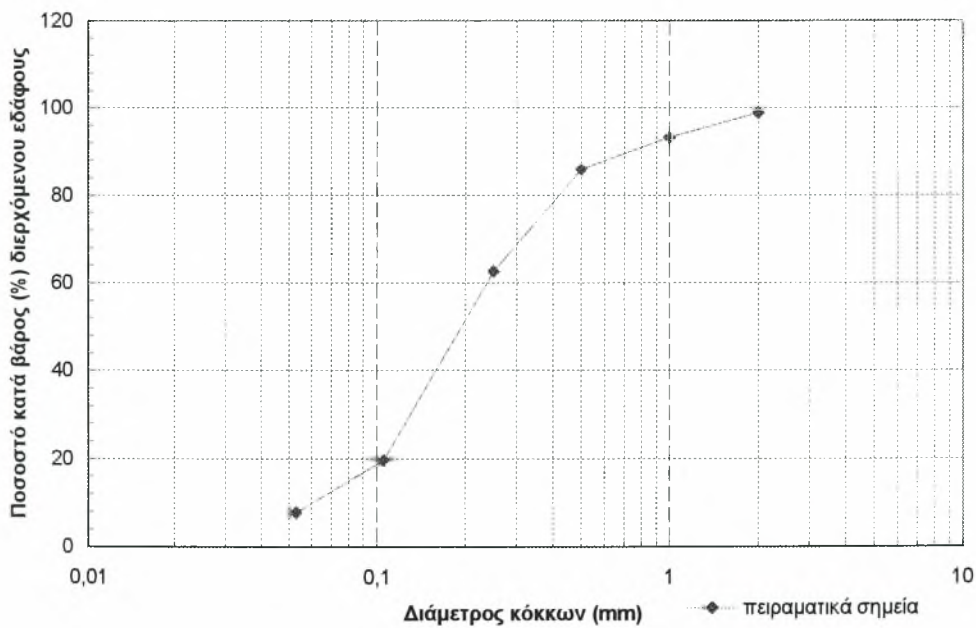
Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 3.1. Η κοκκομετρική σύσταση του εδαφικού δείγματος παριστάνεται με την αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο Σχήμα 3.2. Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες



όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

Πίνακας 3.1 Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα

α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	1,117	98,883
2	1,000	5,671	93,212
3	0,500	7,398	85,814
4	0,250	23,266	62,548
5	0,106	42,889	19,659
6	0,053	11,868	7,791



Σχήμα 3.2 Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος

3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Πριν αρχίσει να εκτελείται το πείραμα έγινε η βαθμονόμηση του Pressure Transducer (P.T.), που χρησιμοποιήθηκε. Με τη βαθμονόμηση υπολογίστηκαν οι συντελεστές της σχέσης που συνδέει την τάση του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) με την πίεση του νερού στο έδαφος. Η σχέση αυτή είναι γραμμική της μορφής:

$$Y=A \cdot X+B \quad (3.2)$$

όπου:  $Y$  είναι η πίεση του νερού στο έδαφος,  $X$  είναι η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) σε mV και  $A$ ,  $B$  είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται από τη βαθμονόμηση του συστήματος.

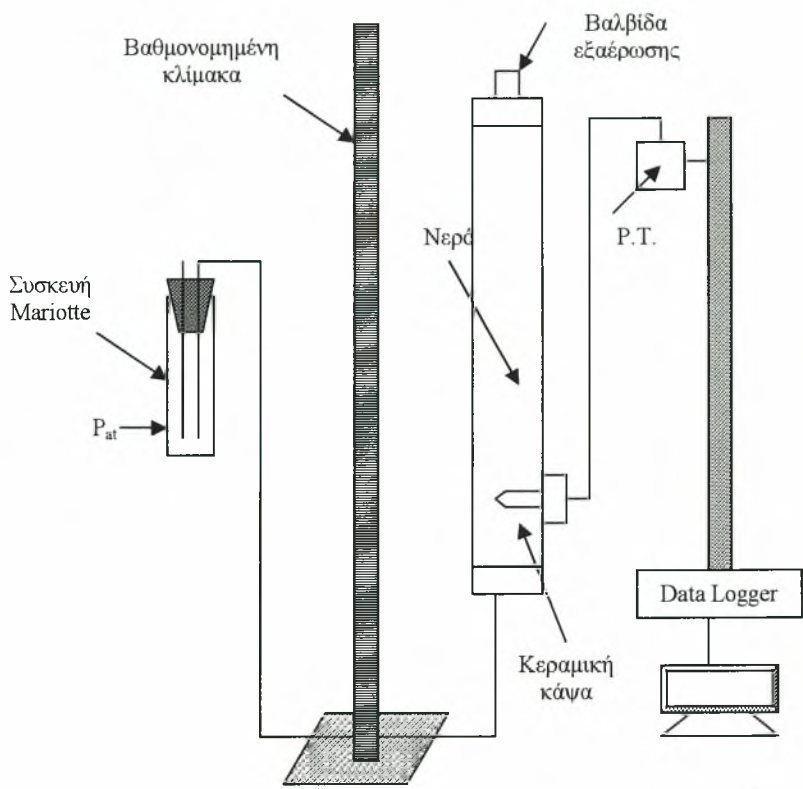
Για τη διαδικασία της βαθμονόμησης χρησιμοποιήθηκε μια διαφανής στήλη ειδικής κατασκευής από πλεξιγκλάς με εσωτερική διάμετρο 6 cm που είχε στην κορυφή της βαλβίδα εξαερισμού, ώστε να απομακρύνονται οι φυσαλίδες παγιδευμένου αέρα. Κατά τη βαθμονόμηση, η βαλβίδα ήταν κλειστή, ώστε να μπορεί να μετρηθεί η πίεση μέσα στην στήλη.

Στη συνέχεια στη στήλη τοποθετήθηκε η κεραμική κάψα και συνδέθηκε και ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer). Η θέση του μετατροπέα πίεσης και της στήλης ήταν σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια των πειραμάτων. Στο κάτω μέρος της στήλης συνδέθηκε ένας εύκαμπτος σωλήνας και συνδέθηκε με τη στήλη Mariotte. Η στήλη είχε συνεχώς σταθερή στάθμη και είχε τοποθετηθεί σε κατάλληλη συσκευή, ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα κατά τον κατακόρυφο άξονα.

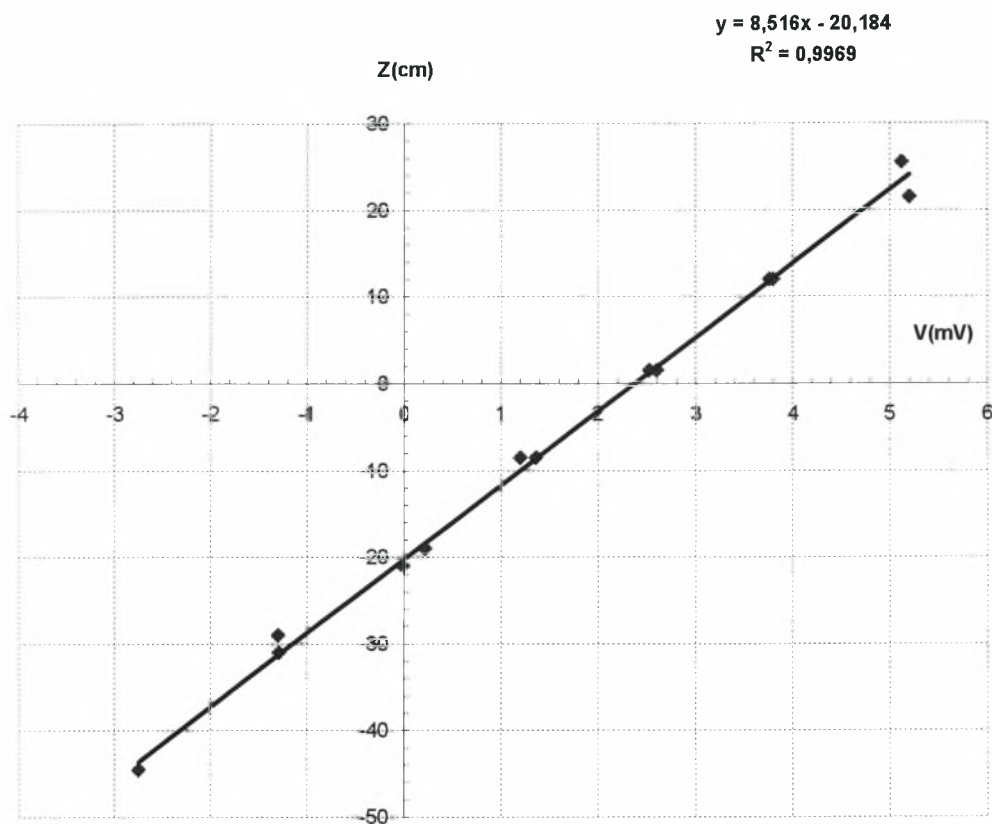
Στην συνέχεια έγινε πλήρωση με νερό και απομακρύνθηκε ο εγκλωβισμένος αέρας και γινόταν συνεχής έλεγχος για διαρροές. Στο Σχήμα 3.3 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της διάταξης βαθμονόμησης του pressure transducer.

Η στήλη Mariotte μετακινούνταν κατακόρυφα και λαμβάνονταν για κάθε θέση του δοχείου ( $Y$  σε cm) σε σχέση με την κεραμική κάψα, οι ενδείξεις τάσης του καταγραφικού ( $X$  σε mV). Αυτή η διαδικασία έγινε τόσο κατά την άνοδο του δοχείου (δηλαδή με κατεύθυνση από κάτω προς τα πάνω), όσο και κατά την κάθοδό του (δηλαδή με κατεύθυνση από πάνω προς τα κάτω). Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση  $Y=f(X)$ , η οποία είναι ευθεία και από την οποία υπολογίστηκε η γραμμική σχέση που συνδέει τις δύο μεταβλητές (Σχήμα 3.4). Έτσι υπολογίστηκαν οι σταθερές  $A$  και  $B$  της εξίσωσης (3.2) με της γραμμική παρεμβολή

(linear regression), του λογισμικού προγράμματος Excel, το οποίο χρησιμοποιεί τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.



Σχήμα 3.3 Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης του pressure transducer (P.T.).



**Σχήμα 3.4** Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer)

Από την εξίσωση:

$Y=8,516X-20,184$  (με συντελεστή προσδιορισμού  $R^2=0,9969$ ), προσδιορίστηκαν οι σταθερές:

$$A = 8,516$$

$$B = -20,184$$

οι οποίες εισήχθησαν στο λογισμικό πρόγραμμα του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (mbar).

### 3.4 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 3.5.

Σύμφωνα με τον Darcy (1856), ισχύει η σχέση:

$$Q = K_s \cdot A \cdot \Delta H \cdot L^{-1} \quad (3.3)$$

όπου  $Q$  είναι η παροχή νερού που ισούται με  $V/t$  ( $V$  είναι ο όγκος νερού που διέρχεται από το εδαφικό δείγμα και  $t$  είναι ο χρόνος),  $A$  είναι η επιφάνεια του εδαφικού δείγματος και ισούται με  $\pi D^2/4$ ,  $\Delta H$  είναι η διαφορά φορτίου,  $L$  είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και  $K_s$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από τη σχέση (3.3) προκύπτει:

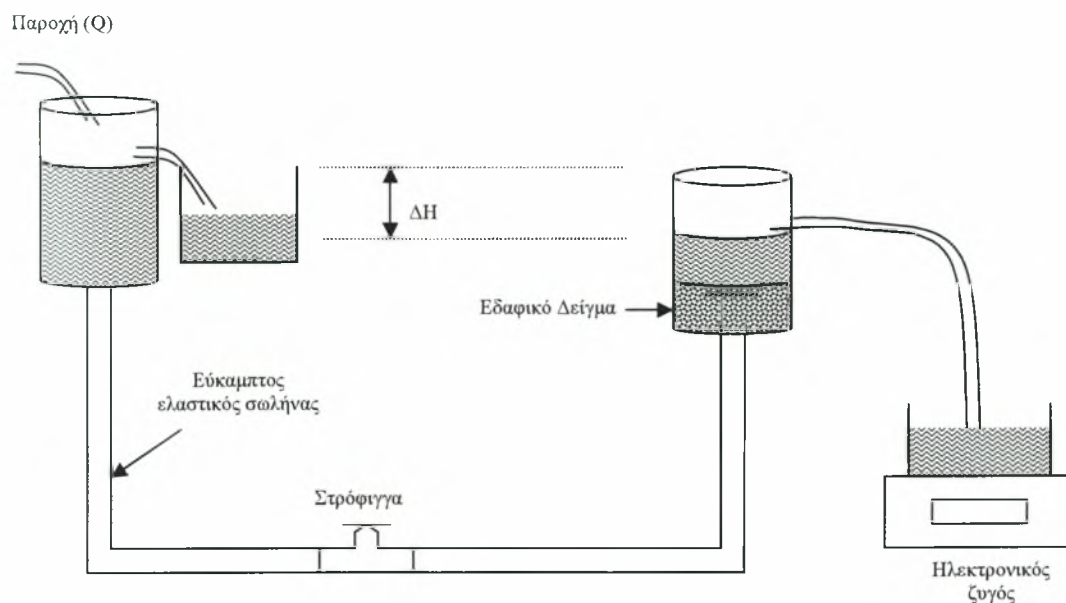
$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H} \quad (3.4)$$

Επειδή η πυκνότητα του νερού έχει τιμή  $1\text{g/cm}^3$ , προκύπτει ότι οι μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου. Για το εδαφικό μας δείγμα λοιπόν, οι μετρήσεις είχαν ως εξής:

- $\Delta H = 15\text{ cm}$
- $L = 11\text{ cm}$
- $D = 6\text{ cm}$
- $A = 28,27\text{ cm}^2$
- $V/t = 3,96\text{ cm}^3/\text{min}$

και τελικά:

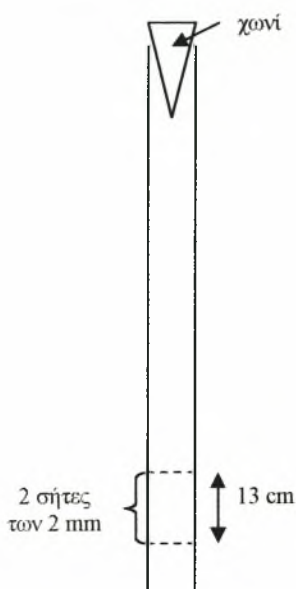
$K_s = 0,1027\text{ cm/min} = 6,1620\text{ cm/h}$
---



**Σχήμα 3.5** Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

### 3.5 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο εδαφικό μας δείγμα, είναι μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της τοποθετήθηκε γεώφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα γίνεται με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2 cm, στο κάτω άκρο του οποίου είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13 cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm (Σχήματα 3.6).



**Σχήμα 3.6** Πλαστική σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχείς για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR. Η τοποθέτηση των αισθητήρων υγρασίας γινόταν διαδοχικά. Όταν η στάθμη του εδάφους έφτανε στη θέση υποδοχής, τότε τοποθετούνταν και ο εκάστοτε αισθητήρας υγρασίας. Τοποθετήθηκαν συνολικά 6 αισθητήρες υγρασίας σε διάφορες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 3.2

**Πίνακας 3.2** Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

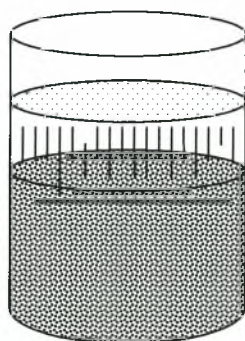
α/α	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	$Z_1$	7,5
2	$Z_2$	23
3	$Z_3$	33
4	$Z_4$	48
5	$Z_5$	58
6	$Z_6$	68



Στη συνέχεια έγινε πολύ καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού και ξεκίνησαν τα πειράματα που αφορούσαν την κίνηση του νερού στο έδαφος.

### 3.6 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης

Για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στη φωτογραφία του σχήματος 3.8. Η διαβροχή με νερό γινόταν από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, με τη βοήθεια του ογκομετρικού δοχείου 1. Σε απόσταση 5 cm πάνω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος προσαρμόστηκε διάτρητη κυκλική επιφάνεια ίδιας διαμέτρου με την κολόνα με σκοπό την ομοιόμορφη διαβροχή του εδάφους (Σχήμα 3.7).



**Σχήμα 3.7** Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου διαβροχής του εδάφους

Ρυθμίζοντας τη ροή του ογκομετρικού δοχείου 1 με τη βοήθεια της στρόφιγγάς του, επιτεύχθηκε στην επιφάνεια του εδάφους σταθερό φορτίο ίσο με 2 mm περίπου, το οποίο παρέμενε σταθερό με υπερχειλίση καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος.

Καταγράφοντας ταυτόχρονα και ανά συγκεκριμένο χρονικό διάστημα τις ενδείξεις τόσο του ογκομετρικού δοχείου 1 – του οποίου η στάθμη κατέβαινε – όσο και του ογκομετρικού δοχείου 2 – του οποίου η στάθμη ανέβαινε, μετρήθηκε από τη διαφορά των ενδείξεων ο αθροιστικός εισερχόμενος όγκος νερού μέσα από την εδαφική στήλη.

Ταυτοχρόνως με τις παραπάνω ογκομετρικές μετρήσεις, είχε ρυθμιστεί η συσκευή TDR να λαμβάνει μετρήσεις υγρασίας ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

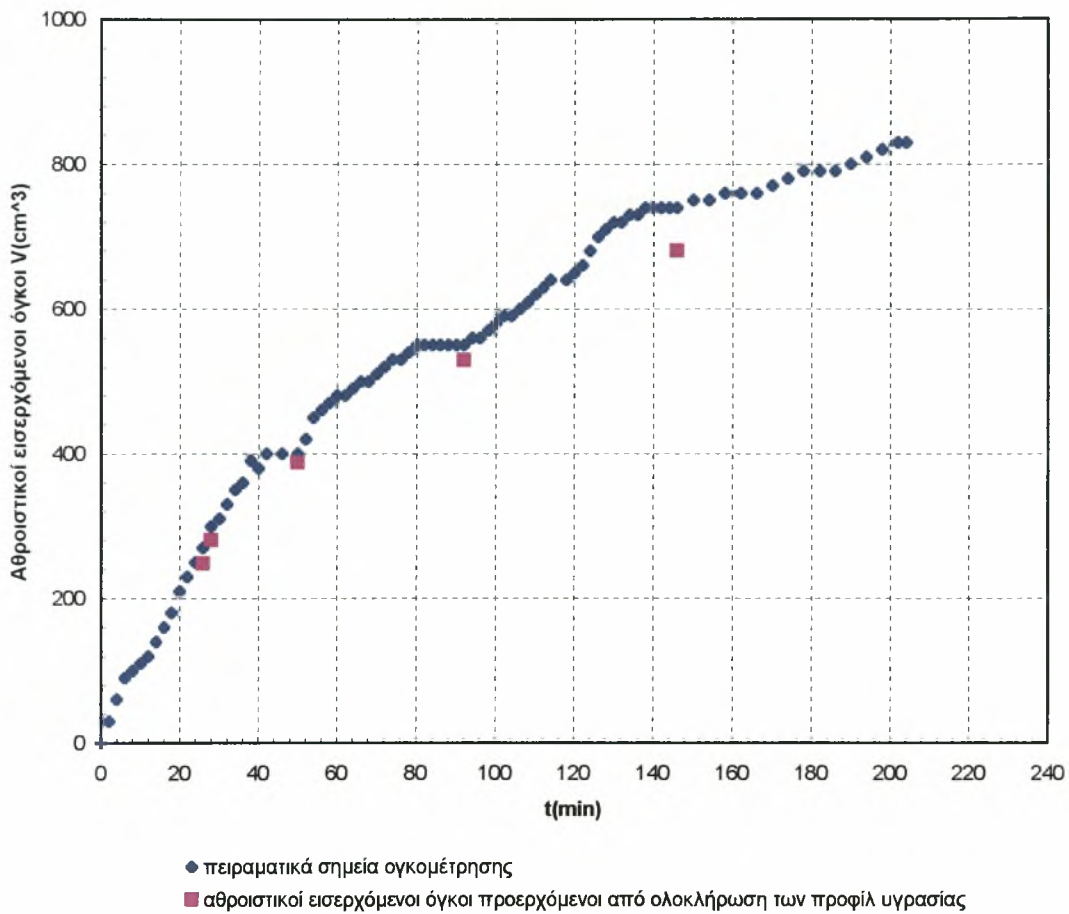
Το εδαφικό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης ήταν αμμώδης πηλός και για το λόγο αυτό η κίνηση του νερού δια μέσου αυτού ήταν

αργή και έτσι ο χρόνος που χρειάστηκε το νερό για να διαπεράσει όλη την εδαφική στήλη, ήταν 213 min όπως φαίνεται στα Σχήματα 3.9 και 3.10.



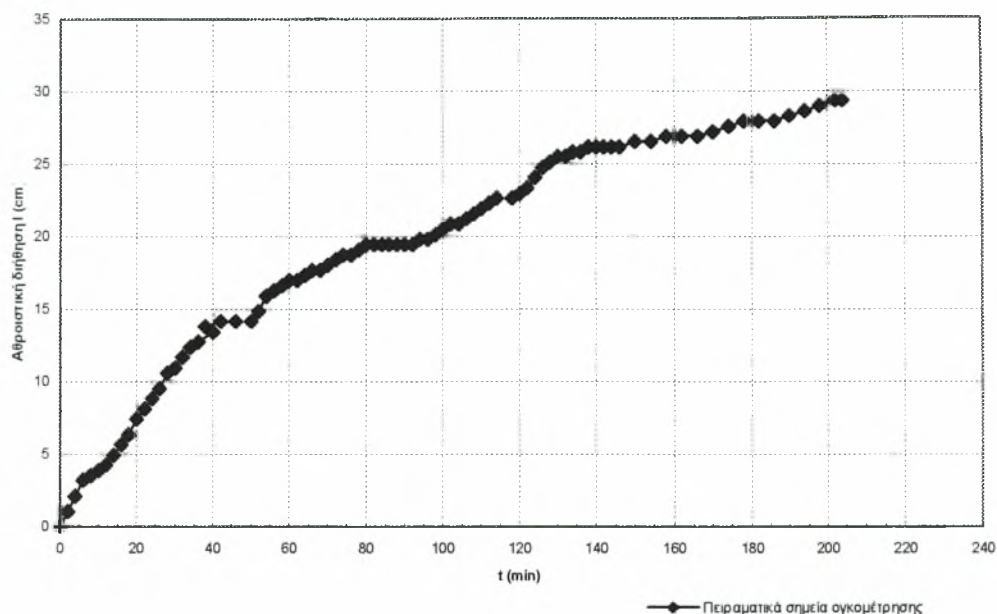
**Σχήμα 3.8** Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης

Στο Σχήμα 3.9 φαίνεται η καμπύλη του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου σε συνάρτηση με το χρόνο (Angelaki et al, 2004).



**Σχήμα 3.9** Πειραματικοί εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού σε συνάρτηση με το χρόνο και εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο .

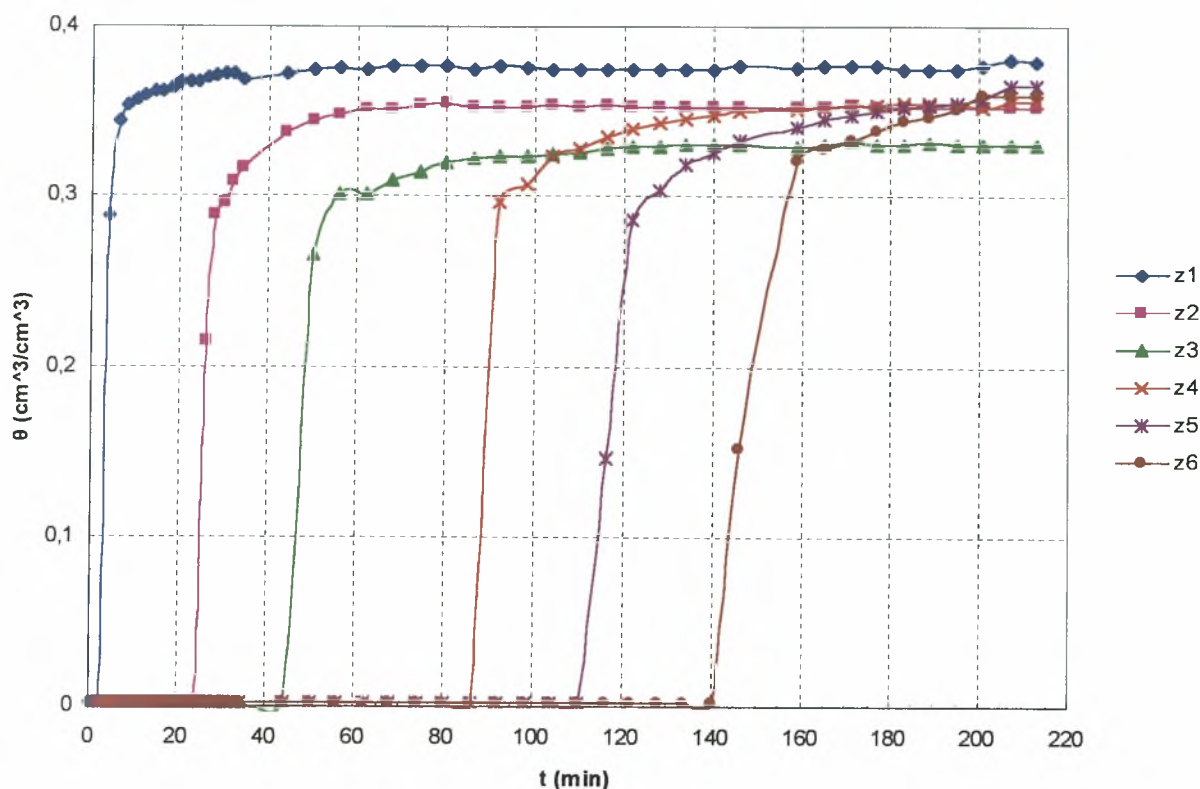
Στο Σχήμα 3.10 φαίνεται η καμπύλη αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο.



Σχήμα 3.10 Πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο

Στα παραπάνω σχήματα παρατηρείται ότι η κλίση  $dI/dt$  είναι μεγάλη στην αρχή του φαινομένου, όπου το έδαφος είναι τελείως ξηρό, ενώ στη συνέχεια μικραίνει αισθητά. Αυτή η μείωση της κλίσης έχει ήδη αναφερθεί ότι οφείλεται σε πολλούς παράγοντες οι οποίοι έχουν να κάνουν κυρίως με τη μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Οι διάφορες ενδιάμεσες «διακυμάνσεις» της κλίσης  $dI/dt$  οφείλονται στο γεγονός ότι το υγρό μέτωπο προχωρούσε εξαιρετικά αργά, παράλληλα το έδαφος συγκρατούσε αρκετό νερό λόγω της δομής του, με αποτέλεσμα να απαιτείται η συχνή πλήρωση με νερό του ογκομετρικού δοχείου 1, το οποίο προκαλούσε μία στιγμιαία διακύμανση στις μετρήσεις.

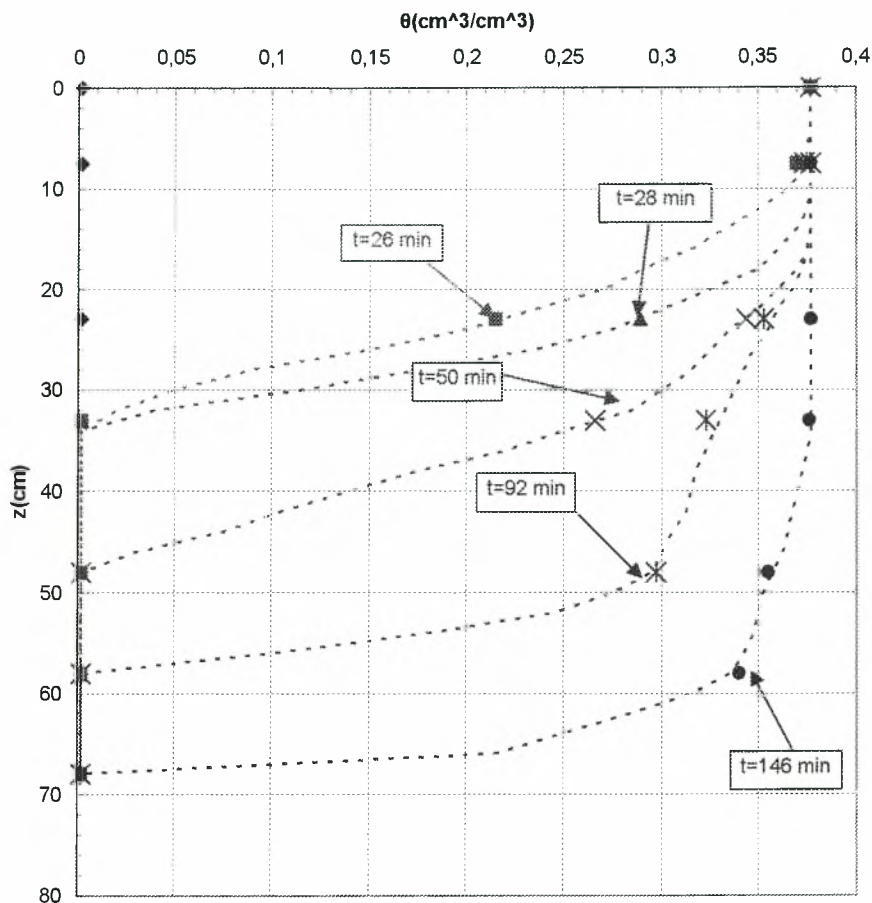
Στο Σχήμα 3.11 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο για τους 6 αισθητήρες του TDR.



**Σχήμα 3.11** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για κάθε αισθητήρα TDR

Στη γραφική παράσταση του Σχήματος 3.11 φαίνεται ο χρόνος που απαιτείται για να φτάσει το υγρό μέτωπο σε κάθε αισθητήρα. Έτσι μετά από λίγα λεπτά από την έναρξη του πειράματος το μέτωπο φτάνει στον 1<sup>ο</sup> αισθητήρα, μετά από 25 περίπου min φτάνει στον 2<sup>ο</sup> αισθητήρα, μετά από 45 min στον 3<sup>ο</sup>, μετά από 90 περίπου min στον 4<sup>ο</sup>, μετά από σχεδόν 115 min στον 5<sup>ο</sup> και τέλος μετά από 145 min το νερό φτάνει στον 6<sup>ο</sup> και τελευταίο αισθητήρα. Παρατηρείται επίσης ότι μόλις η υγρασία φτάσει στον κάθε αισθητήρα, η κλίση  $d\theta/dt$  αυξάνεται απότομα για να μηδενιστεί στη συνέχεια. Οι σταθερές τιμές της υγρασίας στις οποίες φθάνουν οι 6 αισθητήρες κυμαίνονται από 0,34 έως 0,37  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

Στο Σχήμα 3.12 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος της εδαφικής στήλης (μέτωπα υγρασίας).



**Σχήμα 3.12** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος, (μέτωπα εδαφικής υγρασίας)

Στο Σχήμα 3.12 φαίνεται ο τρόπος με τον οποίο κινείται το νερό σε διάφορα βάθη μέσα στο έδαφος, σε διάφορους χρόνους. Χρησιμοποιώντας τη σχέση (3.6) υπολογίστηκε το κάθε εμβαδόν μεταξύ της καμπύλης και του άξονα της υγρασίας, το οποίο εκφράζει τον αθροιστικό όγκο νερού που εισήλθε στο έδαφος τη δεδομένη χρονική στιγμή. Οι όγκοι που προήλθαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας συγκρίθηκαν με τις πειραματικές τιμές που προέκυψαν με ογκομέτρηση στο Σχήμα 3.9. Παρατηρείται λοιπόν ότι μέχρι τα πρώτα 92 min του φαινομένου πειραματικοί όγκοι και όγκοι ολοκλήρωσης είναι πολύ κοντά. Στα 146 min παρατηρείται μια απόκλιση, η οποία όμως δε θεωρείται σημαντική.



Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης.

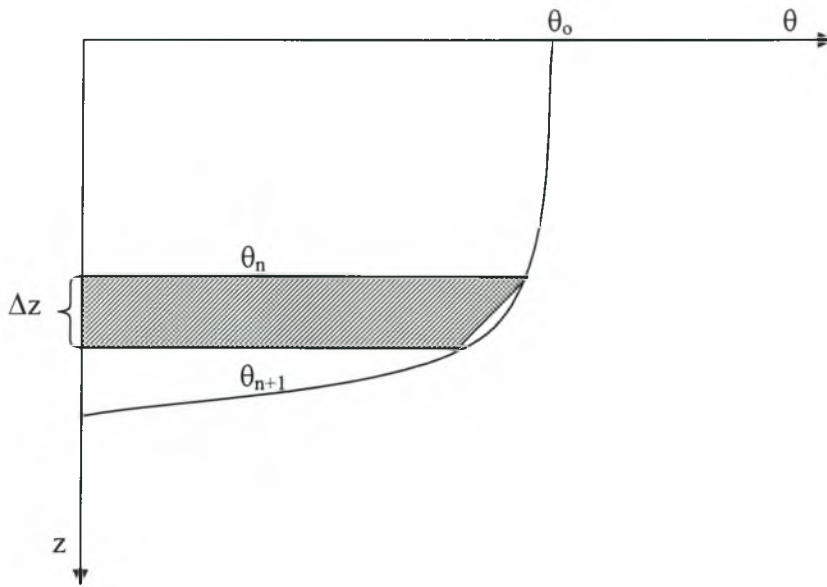
Συγκεκριμένα, όταν αρχίζει το φαινόμενο της διήθησης σε ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή.

Στο Σχήμα 3.12, δεδομένου ότι ο άξονας των  $x$  εκφράζει την εδαφική υγρασία και ο άξονας των  $y$  το βάθος, το εμβαδόν μεταξύ της γραφικής παράστασης – για ένα συγκεκριμένο χρόνο – και του άξονα  $x$ , πολλαπλασιασμένο με το εμβαδόν της διατομής της εδαφικής στήλης, μας δίνει το συνολικό – αθροιστικό – όγκο νερού που έχει διέλθει από την εδαφική στήλη από την αρχή του χρόνου και μέχρι αυτή τη χρονική στιγμή.

Ο υπολογισμός του εκάστοτε εμβαδού για τις διάφορες χρονικές στιγμές έγινε με τη μέθοδο του τραπεζίου και έτσι προέκυψε η ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας.



Στο Σχήμα 3.13 παρουσιάζεται ένα υποθετικό προφίλ υγρασίας.



**Σχήμα 3.13** Υποθετικό προφίλ υγρασίας

Το γραμμοσκιασμένο εμβαδόν δίνεται από τον τύπο του τραπεζίου:

$$E = \frac{\Delta z}{2} (\theta_i + \theta_{i+1}) \quad (3.5)$$

Άρα το ολικό εμβαδόν μεταξύ καμπύλης και άξονα  $\theta$ , είναι:

$$\begin{aligned} E_{\text{ολ}} &= \frac{\Delta z}{2} (\theta_o + \theta_1) + \frac{\Delta z}{2} (\theta_1 + \theta_2) + \frac{\Delta z}{2} (\theta_2 + \theta_3) + \dots + \frac{\Delta z}{2} (\theta_{n-1} + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{\text{ολ}} &= \frac{\Delta z}{2} (\theta_o + 2\theta_1 + 2\theta_2 + 2\theta_3 + \dots + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{\text{ολ}} &= \Delta z \left( \frac{\theta_o}{2} + \theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \dots + \frac{\theta_n}{2} \right) \end{aligned} \quad (3.6)$$

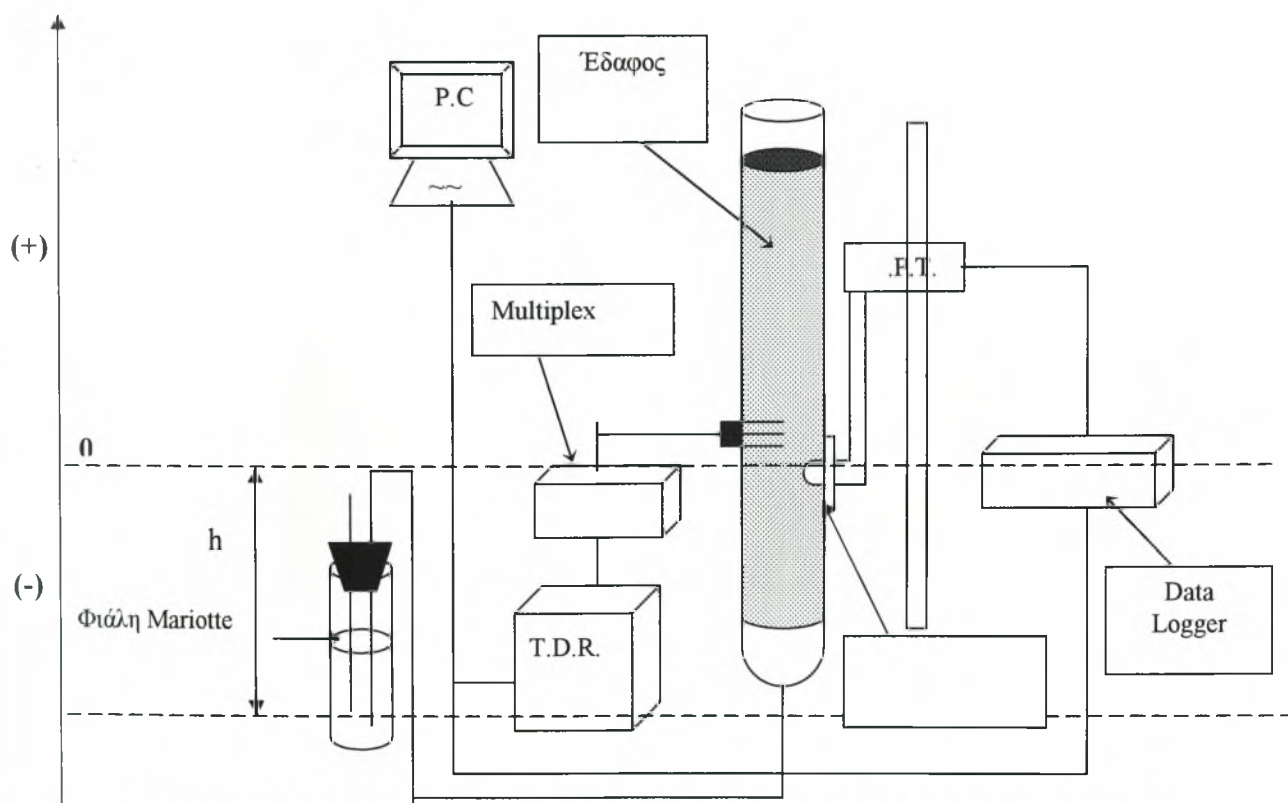
Η σχέση (3.6) υπολογίζει κατά προσέγγιση το εμβαδόν μεταξύ της καμπύλης και του άξονα  $\theta$  και προφανώς όσο μικρότερα είναι τα διαστήματα  $\Delta z$ , τόσο πιο ακριβές είναι το αποτέλεσμα που εξάγεται.

Στο Σχήμα 3.13 παρατηρείται ότι ένα τμήμα του εμβαδού μεταξύ γραφικής παράστασης και άξονα  $\theta$ , μένει έξω από τον υπολογισμό. Το σχήμα αυτό μπορεί να προσεγγιστεί ικανοποιητικά με τρίγωνο και σωστότερο είναι να υπολογίζεται το εμβαδόν του και να προστίθεται στην τιμή που προκύπτει από τη σχέση (3.6). Αυτή

ακριβώς η διαδικασία ακολουθήθηκε για την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και οι αθροιστικοί όγκοι που προέκυψαν με τον τρόπο αυτό, συγκρίθηκαν με τους πειραματικούς αθροιστικούς όγκους που προέκυψαν από την ογκομέτρηση. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Σχήμα 3.9. Παρατηρείται ότι οι όγκοι που προκύπτουν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και οι πειραματικοί όγκοι, παρουσιάζουν καλή ταύτιση.

### 3.7 Χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους – Υστέρηση

Μία δεύτερη πειραματική διαδικασία ακολουθήθηκε προκειμένου να ευρεθούν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρυνση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε παρατίθεται στο Σχήμα 3.14 (Angelaki et al, 2002):



Σχήμα 3.14 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους

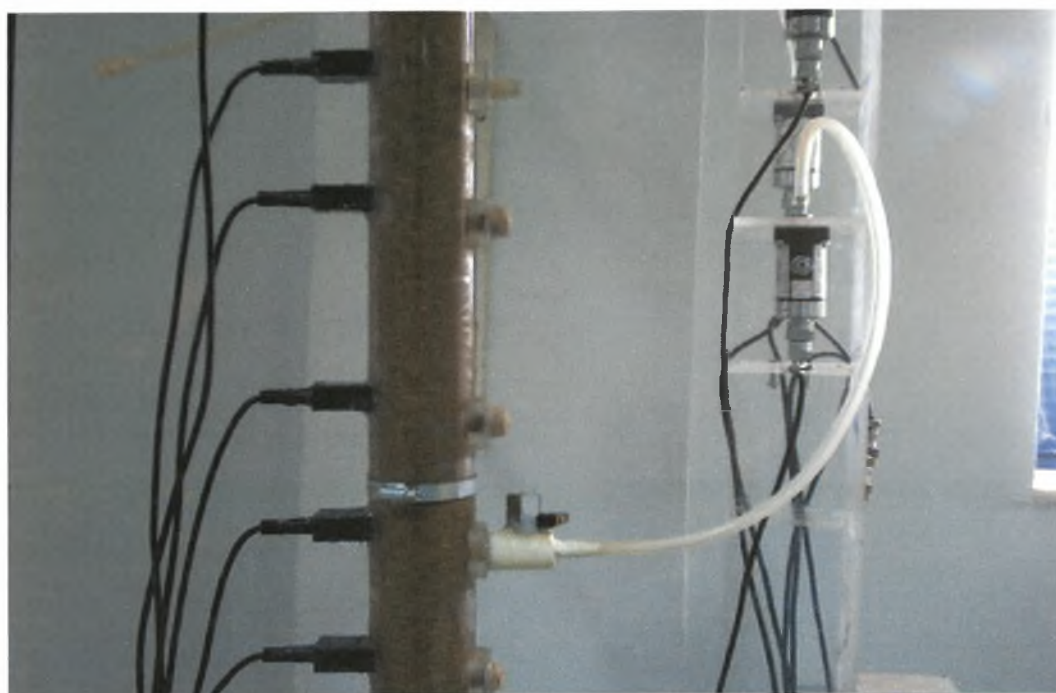
Προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού στο έδαφος κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση, χρησιμοποιήθηκε η πειραματική διάταξη που απεικονίζεται στις φωτογραφίες του Σχήματος 3.15. Η ίδια διάταξη χρησιμοποιήθηκε και για τον έλεγχο της ομοιομορφίας του πορώδους της εδαφικής στήλης.

Η κεραμική κάψα βρίσκεται 2 cm κάτω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα υγρασίας και απέχει από την επιφάνεια του εδάφους απόσταση ίση με 60 cm. Για τις μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκε μόνο ο 5<sup>ος</sup> αισθητήρας του TDR.

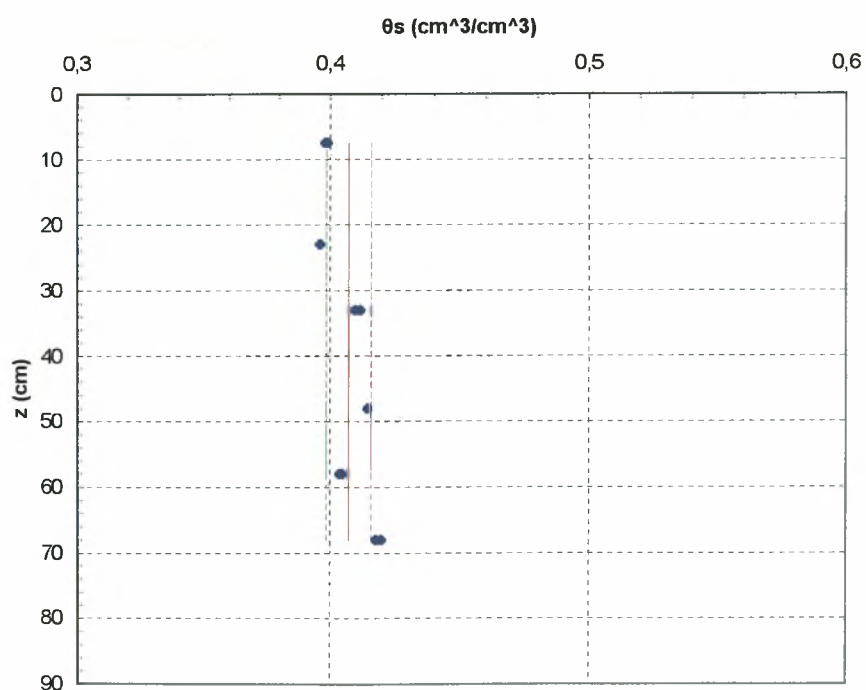
Η αρχική υγρασία του εδάφους μετρήθηκε με ζύγιση και η κατ' όγκο τιμή της είναι 0,002 (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>).

Αρχικά πραγματοποιήθηκε η 1<sup>η</sup> διύγρανση της εδαφικής στήλης έως ότου αυτό έρθει σε κατάσταση κορεσμού. Η 1<sup>η</sup> διύγρανση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια με τη βοήθεια της φιάλης Mariotte. Όταν το έδαφος ήρθε σε κατάσταση κορεσμού έγιναν μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας, για να γίνει έλεγχος ομοιομορφίας της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης, που συνεπάγεται έλεγχο της ομοιομορφίας του πορώδους. Οι μετρήσεις αυτές φαίνονται στο Σχήμα 3.16.





**Σχήμα 3.15** Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους (αμμώδης πηλός)



**Σχήμα 3.16** Έλεγχος ομοιομορφίας κορεσμού για το εδαφικό δείγμα

Παρατηρείται καλή ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού, της οποίας η μέση τιμή υπολογίστηκε ίση με:

$$\theta_s = (0,407 \pm 0,008) \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

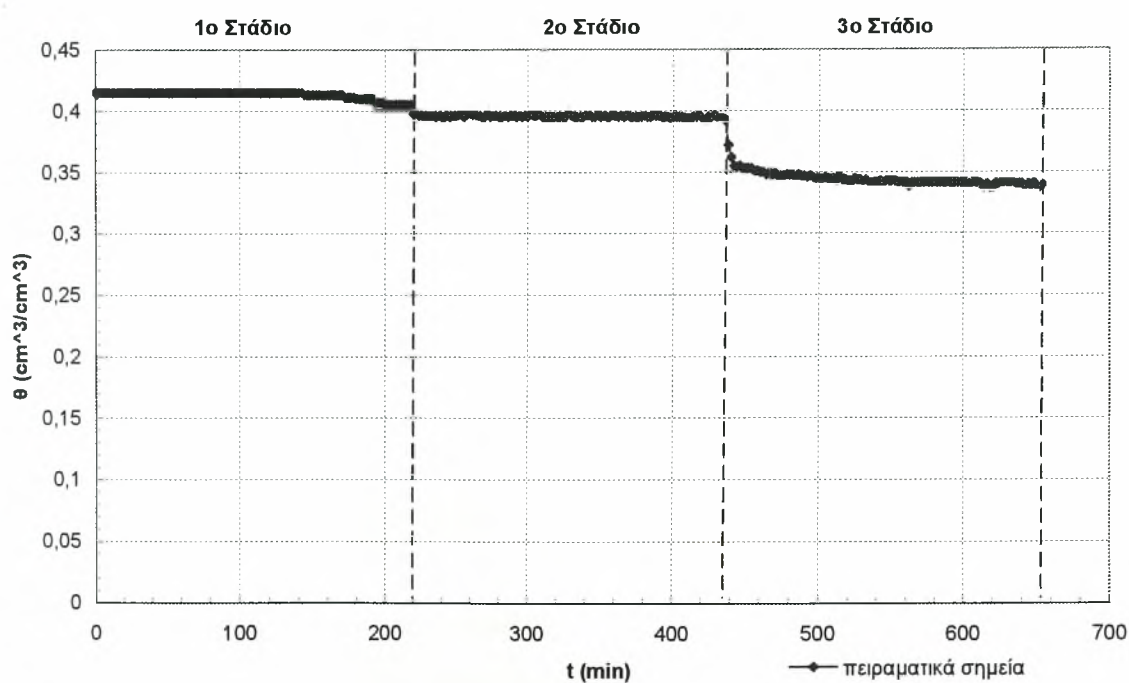
Η τιμή της υγρασίας κορεσμού που προέκυψε δια ζυγίσεως είναι  $\theta_s=0,41\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

### 3.7.α Πρώτη στράγγιση

Η 1<sup>η</sup> στράγγιση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια κατά τα οποία η κατακόρυφη απόσταση της επιφάνειας του δοχείου στράγγισης από την κεραμική κάψα, καθώς και η χρονική διάρκεια του κάθε σταδίου ήταν:

- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: + 28 cm,  $\Delta t_1 = (218 - 0) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: - 9 cm,  $\Delta t_2 = (436 - 218) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: - 40 cm,  $\Delta t_3 = (654 - 436) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .

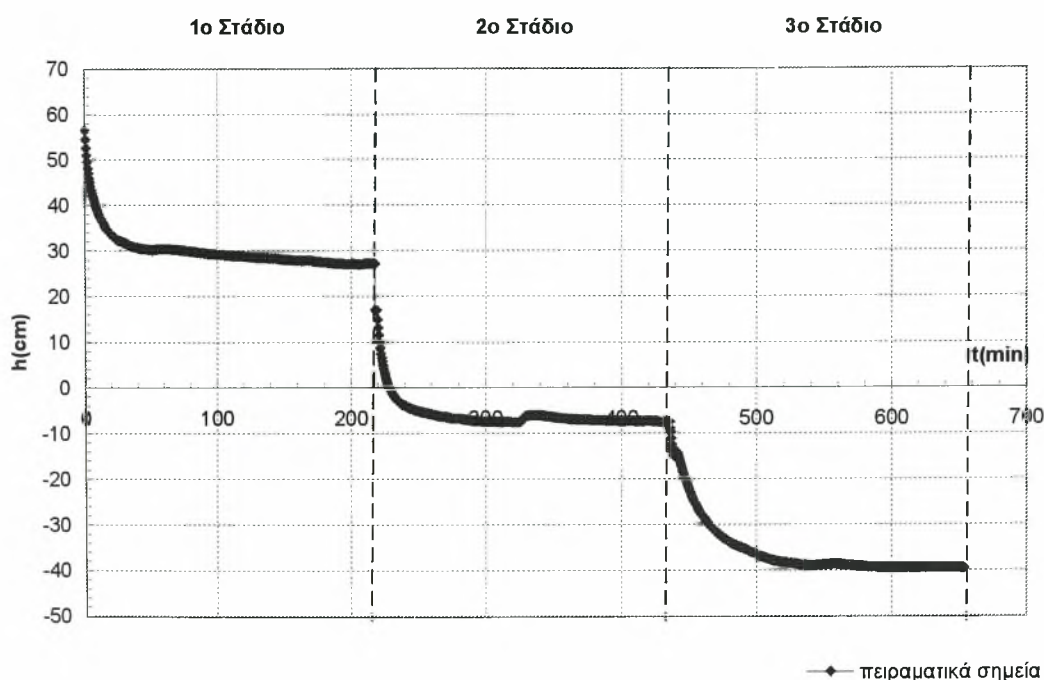
Από τις μετρήσεις υγρασίας όπως 1<sup>η</sup>ς στράγγισης εξήχθησαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο για όλα τα στάδια, οι οποίες παρουσιάζονται στα Σχήματα 3.17 και 3.18 αντίστοιχα.



Σχήμα 3.17 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση



Στο σχήμα 3.17 παρουσιάζεται η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο κατά τα 3 στάδια της 1<sup>η</sup> στράγγισης. Στο 1<sup>ο</sup> στάδιο, το δοχείο στράγγισης βρίσκεται πάνω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα της υγρασίας και δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή στην υγρασία. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο το δοχείο στράγγισης βρίσκεται 11 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας και παρατηρείται μία πτώση στην τιμή της υγρασίας ώσπου σιγά σιγά να πλησιάσει την τιμή 0,39. Στο 3<sup>ο</sup> στάδιο το δοχείο στράγγισης βρισκόταν 42 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας. Έτσι στην αρχή του σταδίου η κλίση  $dh/dt$  είναι πολύ μεγάλη. Προς το τέλος του 3<sup>ου</sup> σταδίου η κλίση αυτή μηδενίζεται και η υγρασία σταθεροποιείται στην τιμή 0,34 περίπου, πράγμα το οποίο σημαίνει ότι έχει ολοκληρωθεί η 1<sup>η</sup> στράγγιση.



**Σχήμα 3.18** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση

Όσον αφορά τις πιέσεις, παρατηρείται στην αρχή κάθε σταδίου μεγάλη κλίση  $dh/dt$  εξαιτίας της απότομης μεταβολής του φορτίου που δέχεται η κεραμική κάψα. Στο τέλος κάθε σταδίου οι πιέσεις σταθεροποιούνται σε τιμές που είναι σχεδόν ίσες με το φορτίο που δέχεται η κάψα. Στο 1<sup>ο</sup> στάδιο λοιπόν η πίεση σταθεροποιείται μετά από 160 min σε τιμή κοντά στα 28 cm, στο 2<sup>ο</sup> στάδιο μετά από 30 min στην τιμή



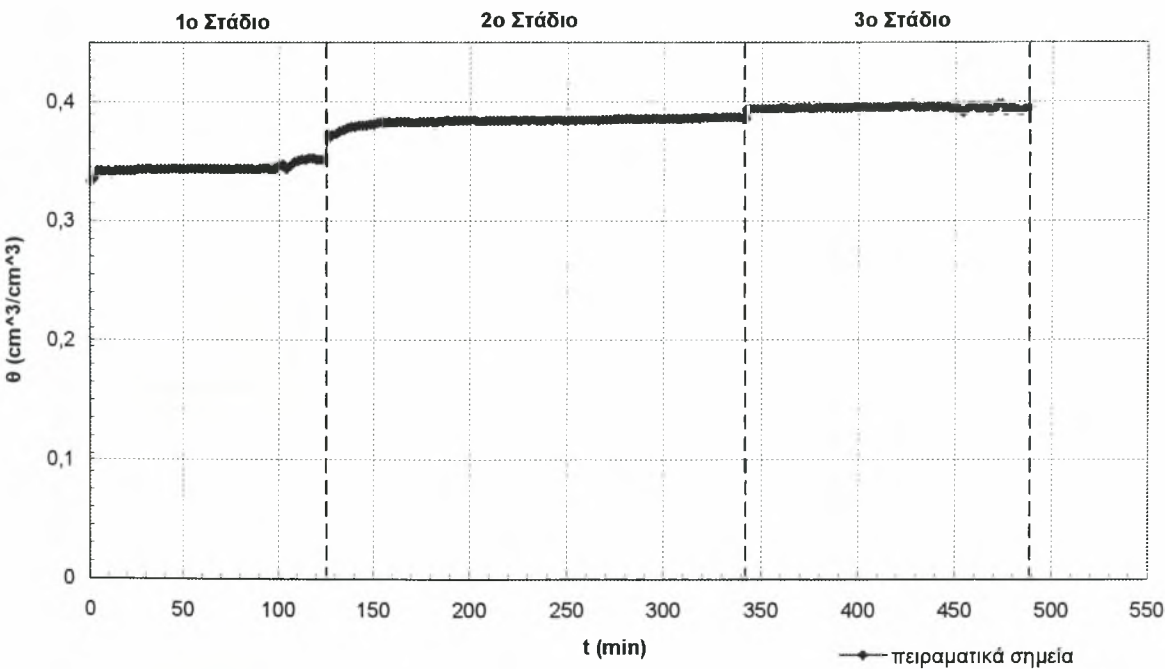
περίπου – 9 cm και στο 3<sup>ο</sup> στάδιο υπάρχει μία σταθεροποίηση της πίεσης μετά από 80 min κοντά στην τιμή – 40 cm.

### 3.7.β Δεύτερη διύγρανση

Αμέσως μετά το τέλος όπως 1<sup>ης</sup> στράγγισης ξεκίνησε η διαδικασία της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης χρησιμοποιώντας τη φιάλη Marriotte. Τα στάδια που ακολουθήθηκαν ήταν 3 και οι κατακόρυφες αποστάσεις της φιάλης Marriotte από την κεραμική κάψα, αλλά και οι χρονικές διάρκειες των σταδίων δίνονται παρακάτω:

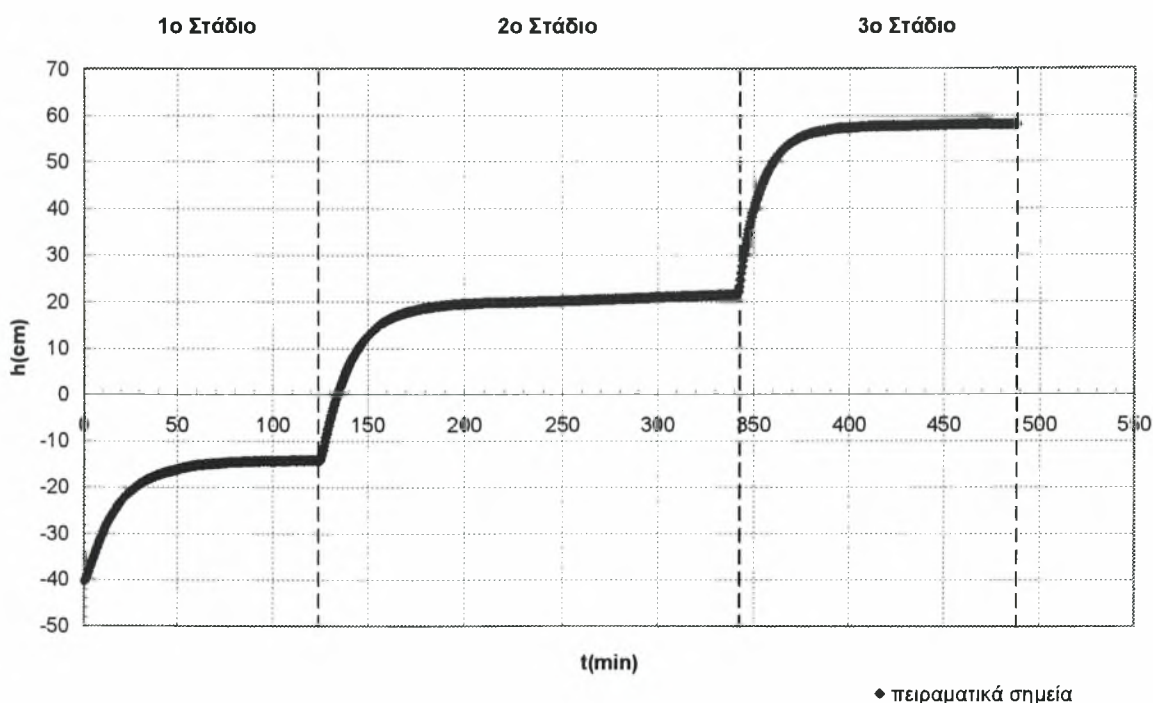
- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: - 14 cm,  $\Delta t_1 = (124 - 0) \text{ min} = 124 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: + 20 cm,  $\Delta t_2 = (342 - 124) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: + 58 cm,  $\Delta t_3 = (488 - 342) \text{ min} = 146 \text{ min}$ .

Οι μετρήσεις υγρασίας έδωσαν την καμπύλη υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, που φαίνεται στο Σχήμα 3.19 και οι μετρήσεις πίεσης έδωσαν την καμπύλη του Σχήματος 3.20



Σχήμα 3.19 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρανση

Η 2<sup>η</sup> διύγρυνση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια, τοποθετώντας τη φιάλη Marriotte στις διαδοχικές θέσεις – 14 cm, + 20 cm και + 58 cm από την κεραμική κάψα και άρα – 16 cm, + 18 cm και + 56 cm από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα μέτρησης της εδαφικής υγρασίας. Κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή της υγρασίας του εδάφους παρά μόνο στα τελευταία λεπτά του σταδίου όπου η υγρασία αυξάνεται μεν, όμως η κλίση  $d\theta/dt$  παραμένει μικρή. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο η υγρασία αυξάνεται και σταθεροποιείται σιγά σιγά στην τιμή 0,38 περίπου. Τέλος στο 3<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρείται μικρή αλλά σταθερή αύξηση της εδαφικής υγρασίας με τελική τιμή που δεν φτάνει την τιμή της υγρασίας κορεσμού. Αυτό συμβαίνει γιατί υπάρχει εγκλωβισμένος αέρας στο έδαφος που το εμποδίζει να φτάσει ακριβώς στην κατάσταση κορεσμού. Όπως έχει ήδη αναφερθεί η διαφορά της τελικής υγρασίας την οποία έχει το έδαφος στο τέλος όπως 2<sup>ης</sup> διύγρυνσης από την υγρασία κορεσμού, ισούται με τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Φαίνεται λοιπόν ότι ο όγκος αυτός είναι 0,02.



**Σχήμα 3.20** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρυνση

Η πίεση κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> διύγρυνσης αυξάνεται έως ότου φτάσει μετά από 60 min στην τιμή – 14 cm. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο όπου το φορτίο που εφαρμόζεται είναι + 20 cm, παρατηρείται πολύ μεγάλη κλίση στην αρχή του σταδίου και στη συνέχεια,

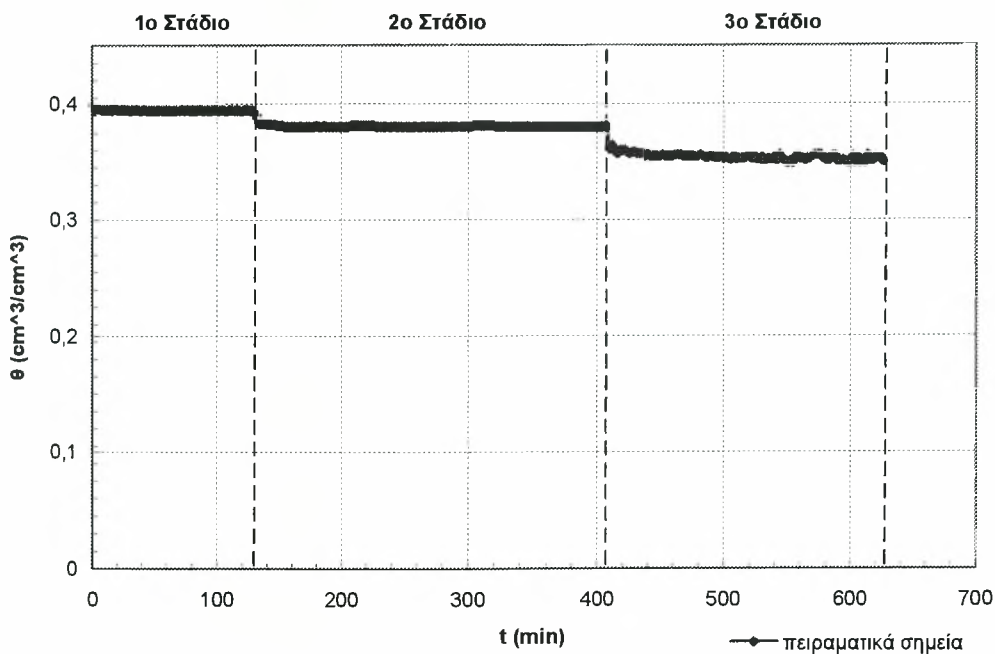
μετά από 60 min μηδενισμός της κλίσης και επομένως σταθεροποίηση της πίεσης στην τιμή 20 cm. Τέλος στο 3<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρείται ακόμη μεγαλύτερη κλίση  $dh/dt$ , η οποία μετά από περίπου 50 min μηδενίζεται. Η τελική τιμή της πίεσης στο στάδιο αυτό είναι περίπου 58 cm.

### 3.7.γ Δεύτερη στράγγιση

Στη συνέχεια ακολούθησε η **2<sup>η</sup> στράγγιση** σε 3 στάδια, τα οποία ήταν:

- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 23 cm,  $\Delta t_1 = (128 - 0) \text{ min} = 128 \text{ min}$ .
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 10 cm,  $\Delta t_2 = (408 - 128) \text{ min} = 280 \text{ min}$ .
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 40 cm,  $\Delta t_3 = (626 - 408) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .

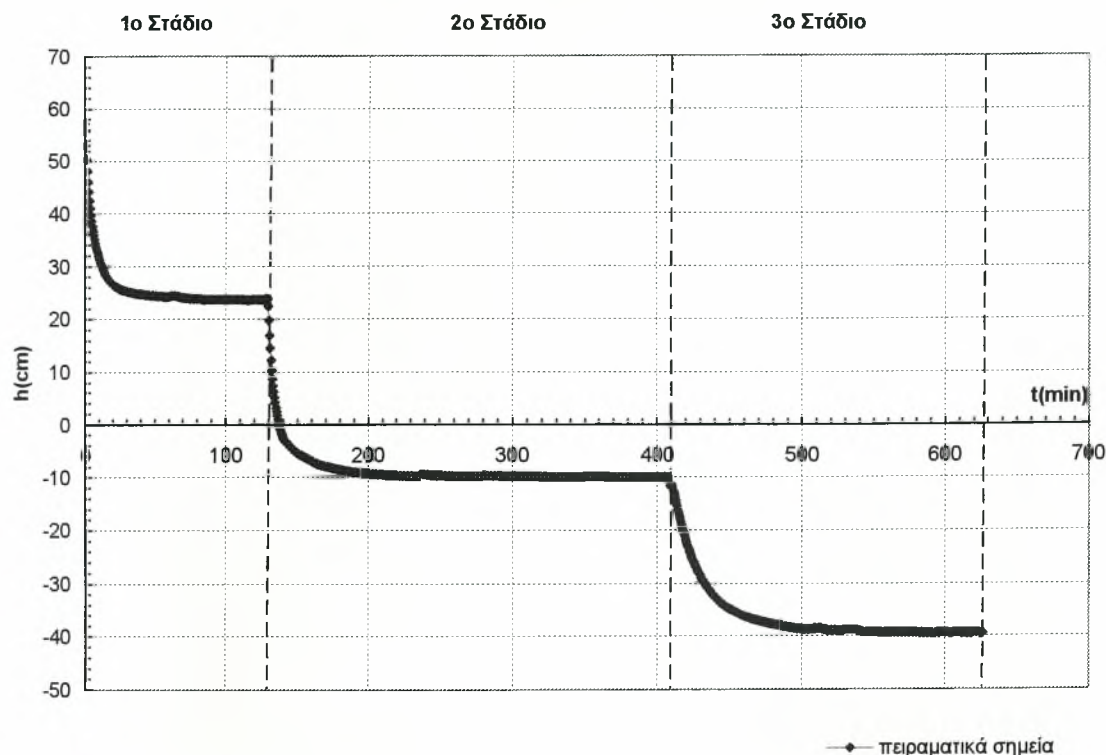
Τα διαγράμματα υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο από το πείραμα της 2<sup>ης</sup> στράγγισης δίνονται στα Σχήματα 3.21 και 3.22



**Σχήμα 3.21** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο κατά την 2<sup>η</sup> στράγγιση

Κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> στράγγισης η μεταβολή της υγρασίας του εδάφους είναι σχεδόν μηδενική και αυτό οφείλεται στο ότι το δοχείο στράγγισης έχει τοποθετηθεί 21 cm πάνω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα μέτρησης της υγρασίας, με αποτέλεσμα το τμήμα

του εδάφους που βρίσκεται στο ύψος του αισθητήρα να είναι σχεδόν σε κατάσταση κορεσμού. Μία μικρή αλλά απότομη μεταβολή της υγρασίας παρατηρείται στην αρχή του 2<sup>ου</sup> σταδίου. Στη συνέχεια η υγρασία σταθεροποιείται στην τιμή 0,38. Η υγρασία του εδάφους ελαττώνεται ακόμη περισσότερο κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο και τελικά φτάνει στην σταθερή τιμή 0,35 περίπου.

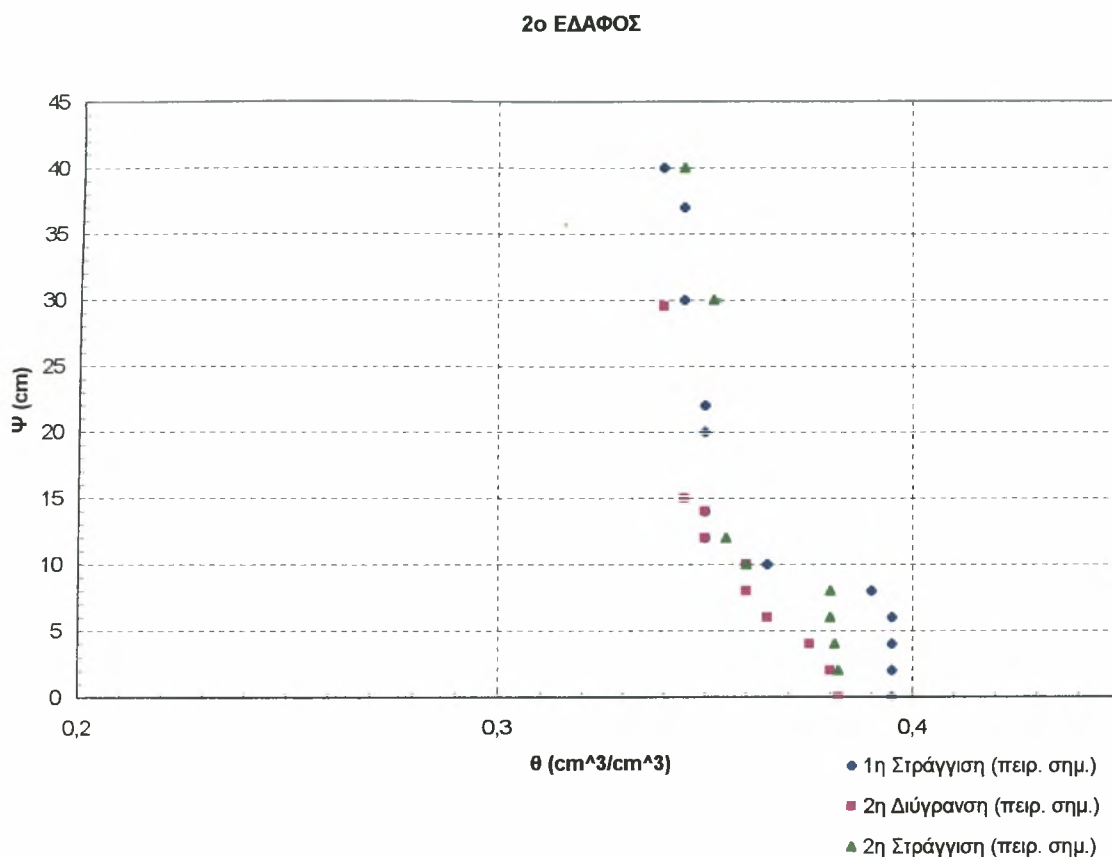


**Σχήμα 3.22** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο [ $h=h(t)$ ], κατά την 2<sup>η</sup> Στράγγιση

Η πίεση παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή στην αρχή του φαινομένου και σταθεροποιείται 30 min μετά στην τιμή 23 cm, η οποία συμπίπτει με το εφαρμοζόμενο φορτίο στην κάψα. Πολύ μεγάλη είναι όπως η κλίση  $dh/dt$  στην αρχή του 2<sup>ου</sup> σταδίου. Η κλίση αυτή μηδενίζεται περίπου 50 min μετά την έναρξη του σταδίου οπότε και η τελική τιμή της πίεσης είναι περίπου - 10 cm. Τέλος στο 3<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> στράγγισης υπάρχει αρχικά μείωση της πίεσης, αλλά μετά από 90 min υπάρχει σταθεροποίηση της πίεσης στην τιμή - 40 cm.

### 3.7.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες

Από τις παραπάνω καμπύλες εξήχθησαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες (Σχήμα 3.23) του εδαφικού δείγματος, για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρυνση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση.



**Σχήμα 3.23** Χαρακτηριστικές καμπύλες του εδαφικού δείγματος, για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρυνση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση

Στο Σχήμα 3.23 είναι εμφανής ο εγκλωβισμός του αέρα στο έδαφος, καθώς και η τιμή του όγκου του εγκλωβισμένου αέρα, η οποία είναι 0,02 περίπου.

Ο βρόχος της υστέρησης είναι μικρός σε αυτόν τον τύπο εδάφους. Αυτό δείχνει ότι το έδαφος δεν στραγγίζει καλά και αν και εφαρμόστηκαν ισχυρά αρνητικά φορτία στην εδαφική στήλη, η υγρασία του εδάφους δεν κατέβηκε κάτω από την τιμή 0,35 περίπου. Αυτό οφείλεται στη φύση, τη δομή και καθώς και στις φυσικές ιδιότητες του συγκεκριμένου εδάφους.

## ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Κατά την διάρκεια των εργαστηριακών πειραμάτων που πραγματοποιήθηκαν μελετήθηκε ένα δείγμα εδάφους, το οποίο είχε χαρακτηριστεί αμμώδης πηλός. Στο έδαφος αυτό αρχικά έγιναν πειράματα κοκομετρικής σύστασης καθώς και υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Πραγματοποιήθηκε επίσης και πείραμα βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης, που είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον μετέπειτα υπολογισμό των πιέσεων. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν 2 κύκλοι πειραμάτων και μελετήθηκε η αθροιστική διήθηση με πολύ μικρό σταθερό φορτίο ( $H_0 \sim 2\text{mm}$ ) στην επιφάνεια του εδάφους.

Κατά το πείραμα αυτό μετρήθηκε η εδαφική υγρασία με τη μέθοδο TDR και ταυτόχρονα μετρήθηκαν οι αθροιστικοί εισερχόμενοι όγκοι νερού με τη βοήθεια ογκομετρικών δοχείων. Από τον πρώτο κύκλο των πειραμάτων εξήχθησαν οι καμπύλες του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου νερού σε συνάρτηση με το χρόνο, της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον χρόνο και της εδαφικής υγρασίας με το βάθος. Πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αθροιστικών εισερχόμενων όγκων που προέκυψαν ογκομετρικά, με τους όγκους που υπολογίστηκαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας.

Κατά τη μελέτη λοιπόν του αμμώδους πηλού δεν παρατηρήθηκαν έντονες στραγγίσεις, γεγονός που δικαιολογείται από τη φύση του εδάφους. Παρόλο που στο έδαφος εφαρμόστηκαν υψηλά κατ' απόλυτη τιμή αρνητικά φορτία, το έδαφος συγκρατούσε μεγάλο μέρος της υγρασίας του και για το λόγο αυτό οι καμπύλες  $\theta(t)$  δεν παρουσίασαν εξαιρετικό εύρος τιμών. Συγκεκριμένα, η ελάχιστη τιμή υγρασίας την οποία είχε το έδαφος μετά από ισχυρό αρνητικό φορτίο ήταν μόλις 0,35 περίπου. Το έδαφος δηλαδή από το 0,41 που ήταν η υγρασία κορεσμού του, απέβαλε μόλις 6% υγρασία. Οι δυνάμεις συνάφειας λοιπόν παρατηρείται ότι είναι υψηλές στο συγκεκριμένο έδαφος και καθιστούν δύσκολη τη στράγγισή του.

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα πτυχιακή διατριβή και τα αποτελέσματα της μπορούν να χρησιμοποιηθούν:

- Στον υπολογισμό της απορροφητικότητας του εδάφους.
- Στον έμμεσο υπολογισμό της βροχής άρδευσης σε δίκτυο καταιονισμού.
- Σε μελέτες στραγγίσεων.



## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ.
2. Ababou R., 1981. Modelisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisee. These de Docteur-Ingenieur. I.N.P. Grenoble, pp. 218.
3. Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications Inc. N.Y., pp. 764.
4. Brooks, R., H., and Corey, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media Hydrology Papers Colo. State Univ., 3, 27.
5. Brooks, R., H., and Corey, A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 92(2): 61 – 88.
6. Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
7. Γιαννόπουλος, Σ., 1978. Έμμεση μέθοδος υπολογισμού των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστο ισοθερμικό ομογενές πορώδες μέσο. Διπλ. Μεταπτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.
8. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1948. Discussions. Faraday Society, No 3: 78 – 85.
9. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 – 272.
10. Childs, E. C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. John Wiley, N.Y., pp 493.
11. Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590.
12. Gaudet, J. P., 1978. Transferts d' eau et de solute dans le sols non – saturés, Mesures et simulation. These de Docteur d' Etat es – Sciences Physiques Universite de Grenoble, pp. 350.
13. Imbernon J. 1981. Variabilite spatiale des caracteristiques hydrodynamiques d' un sol de Senegal. These de Docteur 3<sup>e</sup> Cycle. I.N.P. Grenoble, pp. 152.

14. Mualem, Y., and Dagan, G., 1976. Methods of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Res. Project 142, Israel Inst. Of Techn, Haifa, pp.78.
15. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
16. Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
17. Poulovassilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
18. Poulovassilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
19. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
20. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
21. Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων', Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.
22. Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d' hysterisis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingeniur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140.
23. Topp G. C., and Miller, E. E., 1966. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass – bead media. Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30, pp. 156 – 162.
24. Topp G. C., 1969. Soil water hysterisis measured in a sandy loam compared with the hysterisis domain model. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 33, pp. 156 – 162.
25. Topp G. C., 1971. Soil water hysterisis: The domain theory extended to pore interaction conditions. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
26. Topp G. C., 1971. Soil water hysterisis in silty loam and clay loam soils. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.
27. Van Genuchten, R., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed form analytical model. Dep. Civ. Eng., Princeton N. J., water Res. Prog., Res. Rep. 78 – WR – 08, 63.

28. Van Genuchten, R., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (44): pp. 892 – 898.
29. Vauclin M., Haverkamp R., 1985. Solutions quasi analytiques de l' equation d' absorption de l' eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, 5 (7), pp. 597-606.
30. Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
31. Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
32. Knight, J. H., 1983. Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards equation. *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration*, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 24 – 33.
33. Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian*, Part A: 17 – 21.
34. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1982. Finite – difference solutions of the infiltration equation. *Soil Sci.*, 134: 81 – 89.
35. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. *Soil Sci.*, 135: 342 – 349.
36. Kunze, R. J. and Hmida, M. K., 1983. Gravitational flow in infiltration. 'Advances in infiltration', *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration*, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 14 – 23.
37. Λαζακίδης Σ., Σφήκας Σ. 1991. Πειραματικός προσδιορισμός αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο και αξιολόγησή της με τη μέθοδο Kostiakov και Philip. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ.
38. Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol. 116: 13 – 17.
39. Παπαρηγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.

40. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
41. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci.* Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
42. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.
43. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil. Sci.*, Vol. 114, pp. 1 – 4.
44. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.
45. Parlange J. – Y., Lisle I., Braddock R. D. And Smith R. E., 1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133: 337 – 341.
46. Parlange J. – Y., Haverkamp R. and Touma J., 1985. Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.*, 139: 305 – 311.
47. Parlange J. – Y., Starr J.-L., Haverkamp R., 1990. Numerical and Experimental Validation of a new Infiltration Equation. 4o National Congress EYE, Creta-GREECE, pp. 731-745.
48. Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil. Sci.*, 83: 435 – 448.
49. Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil. Sci.*, 84: 257 – 264.
50. Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. *Austr. J. Physics*, 10: 29 – 42.
51. Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil. Sci.*, Vol. 85, pp. 278 – 286.
52. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosiences*, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
53. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, Vol 1, pp. 318 – 333.
54. Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. *Austr. J. Soil Res.*, Vol. 10, pp. 143 – 150.

55. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
56. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
57. Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.
58. Τζιμόπουλος Χ., 1991. Γενικευμένη εξίσωση για την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης του νερού στο έδαφος. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, σελ. 3 – 19.
59. Touma, J. 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
60. Touma, J., Vachaud, G., and Parlange, J – Y. 1984. Air and water flow in sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model. Soil Sci. 137: 181 – 187.
61. Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J – L., and Gilfedder, M., 1998. Prediction of crust- induced surface runoff with disc iniltrometer data. Soil Sci., Vol. 163, No 1: 9 – 21.
62. Αραμπατζής Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
63. Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. Soil Sci. Vol. 147, No 5: 378 – 384.
64. Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. Proc. S.S.S.A., (22): 233 – 272.
65. Carlos, M. P. V., Hopmans, J. W., macedo, A., Bassoi L. H., and Wildenschild, D. 2002. Soil water retention measurements using a combined tensiometer – coiled time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 1752 – 297.
66. Caron, J., Riviere, L – M., Charpentier, S., Renault, P., and Michel J – C., 2002. Using TDR to estimate hydraulic conductivity and air entry in growing media and sand. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 373 – 383.

67. Constantz, J., and Murphy, F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. *J. Hydrol.* (11): 31 – 42.
68. Dalton, F. N., and van Genuchten, M. Th. 1986. The time – domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38: 237 – 250.
69. Dalton, F. N., 1992. Development of time – domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 143 – 167.
70. Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297.
71. Elmaloglou, S., 1980. Effects des stratifications sur les transfert des matieres dans les sols. These de Docteur – Ingenieur, Universite de Grenoble.
72. Ευαγγελίδης Χ., 2001. Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 178.
73. Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 2003. The electrical conductivity response of a profiling time – domain reflectometry probe. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.
74. Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: Implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.
75. Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
76. Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
77. Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten J. M., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four –



- component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.* (30): 201 – 209.
78. Hook, W.R., and Livingston, N. J., 1995. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content' *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 35 – 41.
  79. Huisman, J. A., Weerts, A. H., Heimovaara, T. J., and Bouten, W. 2002. Comparison of travel time analysis and inverse modeling for soil water content determination with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, Vol. 38, No 6, pp. 13.1 – 13.8.
  80. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21<sup>st</sup> Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002*, pp. 130 – 138.
  81. Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.
  82. Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2<sup>ο</sup> Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τόμος Α, σελ. 93 – 100.
  83. Kachanoski, R. G., Pringle, E., and Ward, A., 1992. Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (56): 47 – 52.
  84. Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
  85. Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
  86. Lin, C – P, 2003. Frequency domain versus travel time analyses of TDR waveforms for soil moisture measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 720 – 729.
  87. Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.

88. Nadler, A., Dasberg, S., Lapid, I., 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (55): 938 – 943.
89. Nadler, A., Green, S. R., Vogeler, I., nad Clotier, B. E. 2002. Horizontal nad vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 735 – 743.
90. Nielsen, D.C., Lagae, H. J., and Anderson, R., L., 1995. Time domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 103 – 105.
91. Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδεύσεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
92. Persson, M., Sivakumar, B., Berndtsson, R., Jacobsen, O. H., and Schjonning, P., 2002. Predicting the dielectric constant – water content relationship using artificial neural networks. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (66): 1424 – 1429.
93. Persson, M., and Haridy, S., 2003. Estimating water content from electrical conductivity measurements with short Time – Domain Reflectometry probes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 478 – 482.
94. Roth K., Shulin R., Fluhler H., Attinger W., 1990. Calibration of time – domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.* 26, pp., 2267 – 2273.
95. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
96. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7<sup>ου</sup> Πανελλήνιου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
97. Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά τη διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 236.

98. Thony, J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d' hysteresis dans les écoulements en milieux poreux non saturés' Thèse de Docteur – Ingénieur Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
99. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 1996. Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain reflectometry wave traces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (60): 970 – 977.
100. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 2002. Infiltration measurement using a vertical time – domain reflectometry probe and a reflection simulation model. *Science*, Vol. 167, No 1, pp. 1 – 8.
101. Topp G. C., Davis J. L. and Annan A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: pp. 574 – 582.
102. Touma, J., 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l' air, influence de l' écoulement multidimensionnel de l' eau' Thèse de Docteur es – Science Physiques, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 187.
103. Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7: 111 – 127.
104. Vanclooster, M, Mallants, D., Vanderborght, J., Diels, J., Van Orshoven, J., Feyen, J. 1995. Monitoring solute transport in a multi – layered sandy lysimeter using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 337 – 344.
105. Vanclooster, M, Mallants, D., Diels, J., Feyen, J., 1993. Determining local scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). *J. Hydrol.*, 148: 93 – 107.
106. Vauclin, M., 1971. Effets dynamiques sur la relation succion – teneur en eau lors d' écoulement en milieu non saturé. Thèse de Docteur – Ingénieur, Université de Grenoble.
107. Ward, A. L., Kachanoski, R. G., and Elrick, D. E., 1994. Laboratory measurements of solute transport using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (58): 1031 – 1039.

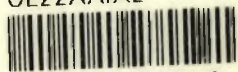
108. Young, M. H., Fleming, J. B., Wierenga, P. J., and Warrick, A. W., 1997. Rapid laboratory calibration of time domain reflectometry using upward infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (61): 707 – 712.
109. Zegelin, S. J., White, I., and Russel, G. F., 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil – water content' In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 187 – 208.
110. Angelaki, A., Sakellariou - Makrantonaki, M., Tzimopoulos, C., (2004) 'Laboratory experiments and estimation of cumulative infiltration and sorptivity' accepted for publication in the special issue of *Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFO)* with the title 'Protection and Restoration of the Environment', Kluwer Academic Publishers.
111. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Comparison of Green & Ampt and Parlange infiltration equations. Experimental procedure'. 5<sup>th</sup> International Conference of EWRA on water resources management in the era of transition 4 – 8 September 2002 – oral presentation, pp. 172 – 183.
112. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Study of the cumulative infiltration of water in a soil sample' *Proceedings of the International Conference: Protection and Restoration of the Environment VI*, Skiathos, Greece, pp. 521 – 527.
113. Αραμπατζής Γ., (2000) 'Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου'. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
114. Darcy H. (1856), 'Les fontaines publiques de la ville de Dijon', Paris pp.590.
115. Ευαγγελίδης Χ., (2001), Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
116. Καλφούντζος Δ. 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
117. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., (2002) 'Study of soil water movement using time domain reflectometry',

Proceedings of the 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21<sup>st</sup> Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.

118. Μήτσιος Ι.Κ. (2001) 'Εδαφολογία', Αθήνα 2001, σελ. 313.
119. Μήτσιος Ι.Κ., Τούλιος Μ.Γ., Χαρούλης Α., Γάτσιος Φ., Φλωράς Σ., (2000) 'Εδαφολογική μελέτη και εδαφολογικός χάρτης του αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή Βελεστίνου', Αθήνα 2000, σελ. 45.
120. Poulouvassilis A, (1962) 'Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains '. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
121. Poulouvassilis A, (1969) 'The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity'. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
122. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., (1986) 'Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων' Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
123. Topp G. C., (1969) 'Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the hysteresis domain model'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 33, pp. 156 – 162.
124. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
125. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils'. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.
126. Vachaud, G., and Thony J – L. (1971) 'Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents' Water Resour. Res., Vol. 7, No 1, pp. 111 – 127.



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ  
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000074917